



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

**Cálculo del mecanismo focal utilizando el método de la
polaridad de la onda P**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciada en Física

AUTOR

Yosselyn Virginia CCASANI GUILLÉN

ASESOR

César Omar JIMÉNEZ TINTAYA

Lima, Perú

2015



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Ccasani, Y. (2015). *Cálculo del mecanismo focal utilizando el método de la polaridad de la onda P*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE FÍSICA

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA**

Siendo las 17:00 horas del viernes 11 de setiembre del 2015 en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Dr. Leonidas Ocola Aquisé (Presidente), Dr. Raúl Félix Carita Montero (Miembro), Lic. César Omar Jiménez Tintaya (Asesor) y Dr. Bram Leo Willems (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller.

YOSSELYN VIRGINIA CCASANI GUILLÉN

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado invitó a la Bachiller Yosselyn Virginia Ccasani Guillén a realizar una exposición del Trabajo de Tesis titulado: **"Cálculo del mecanismo focal utilizando el método de la polaridad de la onda P"**.

Concluida la exposición de la candidata y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente invitó a la Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

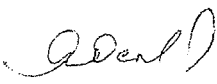
Al término de la deliberación del Jurado, el Dr. Leonidas Ocola Aquisé invitó a la candidata y al público a pasar a la Sala de Sesión para dar lectura al resultado de la deliberación. La candidata ha obtenido la calificación de:

Bueno
(MENCIÓN)

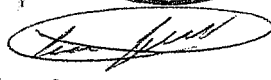
16
(NÚMERO)

diec y seis
(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado propone al Consejo de la Facultad que se le declare Licenciada en Física a la Bachiller Yosselyn Virginia Ccasani Guillén. Siendo las 18:30... Horas, se levanta la Sesión.


Dr. Leonidas Ocola Aquisé
PRESIDENTE


Dr. Raúl Félix Carita Montero
MIEMBRO


Lic. César Omar Jiménez Tintaya
ASESOR

Dr. Bram Leo Willems
SUPLENTE



Aprobado por:

Mg. César Jiménez (Asesor)

Fecha de aprobación: 12 Feb 2015.

Dedicatoria

A Dios, y a mi madre, quien me encaminó y apoyó a lo largo de mi profesión, hasta lograr culminarla con gran éxito.

Agradecimientos

Agradezco a mi Asesor de Tesis, Mg. César Jiménez Tintaya (UNMSM – DHN) en la realización de esta Tesis de Licenciatura, por su apoyo incondicional en cada momento y por hacer que la Física sea tan comprensible y extraordinaria; y por supuesto por haberme encaminado en la rama de la Ciencia más fascinante, la Sismología.

Agradezco también al Instituto Geofísico del Perú, en especial al área de Geodesia Espacial y Peligros Geofísicos, quienes me motivaron inicialmente en este tema de tesis desarrollado; y me apoyaron con los conceptos básicos y la información necesaria para adquirir el conocimiento teórico sobre este tema (Mecanismo Focal).

Un agradecimiento especial al Dr. Pablo Enrique Lagos por la confianza en mi persona, por sus conocimientos brindados durante la etapa universitaria; y por hacer que siempre me interese por la Ciencia, guiándome en cada paso durante mi carrera profesional, y siendo a la vez un ejemplo a seguir por su reconocida trayectoria en el campo de la Investigación.

De igual manera esta tesis no se hubiese hecho realidad sin la ayuda de una persona a la que amo y admiro por su entrega, dedicación y honestidad hacia mí, y esa persona es mi madre Martha Julia Guillén Segovia; quien siempre estuvo a mi lado apoyándome en los momentos más difíciles de mi vida, y siempre estuvo concientizándome sobre lo que es ser un profesional en este difícil camino de la vida, saliendo adelante y siendo perseverante aunque las dificultades se presenten en el trayecto, aprendiendo a desenvolverme de manera independiente frente a las circunstancias del vivir.

De igual manera agradezco en gran manera a mi abuela Hortencia Segovia Llanque por sus continuos consejos, por su cariño y su sonrisa, que siempre me inspiró alegría, y me llenaba de felicidad en mis momentos de tristeza.

ÍNDICE GENERAL

LISTA DE TABLAS	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
RESUMEN	xi
ABSTRACT	xii
Capítulo 1: Introducción	1
1.1. Antecedentes	2
1.2. Objetivos de la investigación	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivo específico	4
1.3. Planteo del problema	4
1.4. Área de estudio	4
1.4.1 Sismo de Yauca-Acarí (Arequipa)	4
1.4.2 Sismo de Coracora (Ayacucho)	6
1.5. Avance en el cálculo del mecanismo focal	8
Capítulo 2: Marco Sismo-Tectónico	9
2.1. El proceso de subducción	9
2.1.1 Zonas de subducción	10
2.1.2 Interacción de la placa de Nazca con la placa Sudamericana	11
2.2. Sismos importantes ocurridos en el sur del Perú	12
2.3. Análisis de la Sismicidad de la zona sur del Perú	16
2.3.1 Perfil de Sismicidad de la zona sur del Perú	17
2.4 Mapa de mecanismos focales en el Perú	19
Capítulo 3: Metodología	23
3.1. Adquisición de los datos	23

3.1.1 Adquisición de datos de sismicidad	23
3.1.2 Adquisición de datos de mecanismo focal	24
3.1.3 Adquisición de señales sísmicas	24
3.2. Software y códigos utilizados	26
3.3. Análisis y procesamiento de las señales sísmicas	28
3.3.1 Datos de campo lejano	30
3.3.2 Datos de campo cercano	35
3.4. Software Mecsta.	36
3.4.1 Orientación preliminar	37
3.4.2 Modelo MECSTA	38
Capítulo 4: Resultados y Discusión	40
4.1. Cálculo del mecanismo focal.	40
4.2. Diagrama del mecanismo focal.	45
4.3. Discusión e Interpretación.	46
4.4. Comparación de resultados	47
Capítulo 5: Conclusiones y Recomendaciones	48
5.1. Conclusiones.	48
5.2. Recomendaciones.	50
5.3 Futuro trabajo a realizar	52
Anexos	53
Anexo A. Listado de códigos y programas utilizados	53
Anexo B. Conceptos	61
Anexo C. Conceptos Fundamentales sobre Mecanismo Focal	66
Anexo D. Algoritmo del modelo numérico MECSTA	89
Referencias	92

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1. Tabla de datos de mecanismos focales obtenidos del CMT	24
Tabla 3.2. Archivo polaridad.txt para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/2013) para datos de campo lejano	32
Tabla 3.3. Archivo polaridad.txt para el sismo de Coracora (24/08/2014) para datos de campo lejano	33
Tabla 3.4. Archivo estación.txt para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/13) para datos de campo lejano	33
Tabla 3.5. Ilustración del archivo estación.txt para el sismo de Coracora (24/08/2014) para datos de campo lejano	34
Tabla 3.6. Modelo de velocidades sísmicas de la región sur del Perú	35
Tabla 3.7. Archivo polaridad.txt para el sismo de Coracora (24/08/2014) para datos de campo cercano	35
Tabla 3.8. Archivo estación.txt para el sismo de Coracora (24/08/14) para datos de campo cercano	36
Tabla 3.9. Archivo salida.out del programa AZMTAK.F para el sismo de Coracora (24/08/2014)	36
Tabla 3.10. Archivo salida.out del programa AZMTAK.F modificado para el sismo de Coracora (24/08/2014)	38
Tabla 4.1. Datos del archivo angulo.dat para el sismo de Yauca 2013	42
Tabla 4.2. Datos del archivo angulo.dat para el sismo de Coracora 2014	43
Tabla 4.3. Parámetros focales del CMT y del presente trabajo para el sismo de Yauca-Acarí 2013	47
Tabla 4.4. Parámetros focales del CMT y del presente trabajo para el sismo de Coracora 2014	47

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación del epicentro del sismo de Yauca-Acarí (25 de Septiembre del 2013), representada por la estrella de color azul	6
Figura 1.2 Ubicación del epicentro del sismo de Coracora (24 de Agosto del 2014), representada por la estrella de color azul	7
Figura 2.1. Ilustración del proceso de subducción, donde se ilustra el plano de Benioff	9
Figura 2.2. Ilustración de los sismos ocurridos en el sur del Perú, entre los años 1970-2014 (según el catálogo del NEIC, $M_w > 5.0$), donde se señalan los sismos de Yauca y Coracora, con su respectivo epicentro	17
Figura 2.3. Perfil de sismicidad para los sismos ocurridos entre 1970-2014 en la región Sur del Perú	18
Figura 2.4. Ilustración del mapa de mecanismos focales de los sismos ocurridos en el Perú entre los años 1976-2014 (según el catálogo del CMT)	22
Figura 3.1. Ilustración de la página principal del NEIC-USGS	23
Figura 3.2. Ilustración de la página principal del sistema Wilber III del IRIS	25
Figura 3.3. Ilustración de la señal sísmica de la estación de Ñaña (NNA) para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/13) (sismograma de componente vertical)	25
Figura 3.4. Ilustración de la señal sísmica de la estación de Ñaña (NNA) para el sismo de Coracora (24/08/14) (sismograma de componente vertical)	26
Figura 3.5. Ilustración de una señal sísmica, usando el programa Graftac	27
Figura 3.6. Ilustración de la señal sísmica de la estación ESPZ para el sismo de Coracora (24/08/14), usando el programa Winquake	28
Figura 3.7. Ilustración de la señal sísmica de la estación BELA para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/13), donde el primer movimiento de la onda P es hacia arriba (polaridad positiva)	29
Figura 3.8. Ilustración de la señal sísmica de la estación ORCD para el sismo de Coracora (24/08/14), donde el primer movimiento de la onda P es hacia abajo (polaridad negativa)	29

Figura 3.9. Esquema de los archivos de entrada y de salida del programa AZMTAK.F	31
Figura 3.10. Ilustración del archivo salida.dat del programa Mecsta para el sismo de Coracora (24/08/2014), donde se aprecia un score de 0.92, lo cual está dentro de un rango aceptable	39
Figura 4.1. Ilustración del archivo obtenido del software Mecsta para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/2013)	40
Figura 4.2. Ilustración del archivo obtenido del software Mecsta para el sismo de Coracora (24/08/2014)	40
Figura 4.3. Ilustración del parámetro azimuth (Φ), ángulo de incidencia (i) y el radio $r=\sqrt{\frac{A}{\pi}}$ en el diagrama de mecanismo focal, mediante la proyección estereográfica de igual área	41
Figura 4.4. Ilustración del mecanismo focal del sismo de Yauca-Acarí (25/09/2013), donde se muestran los parámetros de la orientación del plano de ruptura	45
Figura 4.5. Ilustración del mecanismo focal del sismo de Coracora (24/08/2014), donde se muestran los parámetros de la orientación del plano de ruptura	46
Figura B.1 Reflexiones de ondas P en la superficie de la tierra	64
Figura C.1 Teoría del Rebote Elástico de Reid	67
Figura C.2 Parámetros que definen la geometría de una falla	67
Figura C.3. Esfuerzos y desplazamiento en una falla antes (I) y después (II) del sismo	69
Figura C.4 Fractura de cizalla en el interior de un medio elástico	70
Figura C.5 Modelos de mecanismo del foco	72
Figura C.6 Patrón de radiación en el plano para las ondas P y S de una fractura de cizalla	73
Figura C.7 Esquema de la esfera focal y los rayos que llegan a la superficie con su movimiento correspondiente	74
Figura C.8 Proyección estereográfica de igual área de Schmidt	75
Figura C.9. Representación de los parámetros del mecanismo focal	76
Figura C.10. Solución del mecanismo focal del sismo de Coracora del 24 de agosto del 2014	77

Figura C.11. Correspondencia entre el movimiento de los cuatro tipos de fallas y su representación en la esfera focal	78
Figura C.12. Trayectoria de rayos en un medio con velocidad que aumenta con la profundidad: a) con foco en la superficie, y b) a profundidad Z . h es la profundidad máxima del rayo y x la distancia horizontal que aparentemente recorre la onda	79
Figura C.13. Trayectoria de un rayo en un medio cuya velocidad aumenta de forma continua con la profundidad	80
Figura C.14. Trayectoria de rayos en un medio de velocidad que aumenta con la profundidad, dromocrona (t,x) y curva (p,x) correspondientes	81
Figura C.15. Ilustración de los parámetros $L1$, $L2$, $D1$, $D2$, delta (Δ) y azimuth	83
Figura C.16. Ilustración del ángulo de incidencia y la curva de Ritsema	83
Figura C.17. Ilustración del ángulo de incidencia i y azimuth Φ para ondas P con impulso positivo y negativo	84
Figura C.18. Ilustración de la proyección de igual área (proyección estereográfica), para realizar el diagrama de mecanismo focal	85
Figura C.19. Ilustración de la orientación del plano de ruptura, la normal al plano y el vector de dislocamiento	86

RESUMEN

En la presente tesis se desarrolló el cálculo del mecanismo focal, usando el método de la polaridad de la onda P, para el sismo de Yauca del 2013 y el sismo de Coracora del 2014 y luego se comparará los resultados con los mecanismos focales obtenidos por el CMT y el USGS-NEIC; y con ello se determinará la precisión del cálculo del mecanismo focal con este método.

El método de Primeras Polaridades de las Ondas P se empleó antes del desarrollo de los ordenadores y de la generalización de señales sísmicas de banda ancha, y aún se sigue utilizando, para analizar eventos sísmicos.

Para emplear este método se trabajará con los sismogramas registrados por diferentes estaciones telesísmicas a nivel mundial y tratará de obtenerse la mayor cantidad de lecturas de polaridades, para que el error en el cálculo del mecanismo focal sea el menor posible.

La solución del mecanismo focal será el resultado del análisis de las formas de ondas sísmicas generadas por el evento sísmico, registradas en una serie de estaciones sísmicas, mediante sismogramas de componente vertical. La caracterización precisa del mecanismo focal del evento nos proporciona información muy importante para los sismólogos y geólogos estructurales que trabajan en estructuras activas; ya que nos da el epicentro, la profundidad focal, la magnitud, así como la orientación del posible plano de falla y su movimiento.

La importancia de esta tesis, es que resolviendo el mecanismo focal se podrá obtener la geometría del área de ruptura, y ello serviría para la prevención de desastres por fenómenos naturales; y estaría dirigido a las autoridades con poder de decisión, sobre una determinada región. También ayudaría para tomar decisiones al realizar obras de infraestructura civil, por ejemplo sea el caso de construir una represa; con la información del mecanismo focal, se podría caracterizar la orientación de la geometría de una falla pre-existente, y con ello se determinaría si es factible construir la represa en dicho lugar, o realizar algún otro tipo de construcción en aquella zona.

Debido a la importancia del tema, se desarrolla la presente tesis, en donde a su vez se ha utilizado algoritmos computacionales, como el modelo numérico MECSTA, el cual fue muy útil al determinar el mecanismo focal de los eventos sísmicos mencionados.

ABSTRACT

In the present thesis the calculation of the focal mechanism will be developed using the method of the polarity of P wave, for the earthquake in Yauca 2013 and the earthquake in Coracora 2014, and then there will be a comparison of the results with the focal mechanisms obtained by the CMT and the USGS-NEIC; and with this comparison the precision of the estimation of the focal mechanism will be determined.

The method of the first polarities of the P waves was used before the development of computers and the generalization of broad-band, and is still being used to analyze seismic events.

To apply this method work will be done with seismic recordings provided by different teleseismic stations around the world and there will be an effort to try to obtain the highest quantity of polarity lectures, so the margin of error in the calculation of the focal mechanism would be the least possible.

The solution of the focal mechanism will be the result of the analysis of the teleseismic waveforms generated by the seismic event, registered in series of seismic stations, through seismographs of vertical component. The precise characteristics of the focal mechanism of the event provides very important information to seismologist and structural geologists that work on active structures, since it gives the epicenter, focal depth, the magnitude, as well as the possible orientation of the fault plane and its movement.

The importance of this thesis is that by resolving the focal mechanism, the geometry of the rupture area can be obtained, and that information would be useful for the prevention of natural disasters; and it would be sent to the authorities with decision power over a determined region. It would also help to make decisions when civil infrastructures are underway, for example when a water dam is built. With the information from the focal mechanism, the geometric orientation of a preexisting fault can be known, and with that it could be determined if it is safe to construct a water dam at that location, or if any other type of construction is better suited for that area.

The present thesis is developed as a result of the importance of this subject matter; at the same time, computer algorithms have been used, such as the numerical model MECSTA, which was very useful to determine the focal mechanism of the seismic events mentioned.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El Perú se encuentra ubicado en el denominado Cinturón Sísmico del Pacífico y en su borde occidental se desarrolla el proceso de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana a una velocidad promedio del orden de 7-8 cm/año (DeMets et al, 1980; Norabuena et al, 1999), siendo el mismo responsable de la actual geodinámica y geomorfología presente sobre todo el territorio peruano. Este proceso permite la ocurrencia de sismos de diversa magnitud y focos ubicados a variadas profundidades, todos asociados a la fricción de placas (oceánica y continental), deformación interna de la placa oceánica por debajo de la cordillera y deformación cortical a niveles superficiales.

En el territorio peruano, la ocurrencia de sismos es continua en el tiempo y cada año el Instituto Geofísico del Perú (IGP) registra y reporta un promedio de 170 a 200 sismos percibidos por la población con intensidades mínimas de II-III (MM: Escala de Mercalli Modificada) y magnitudes $ML \geq 4.0$ (Magnitud Local mayor o igual a 4.0). Los sismos con magnitudes mayores son menos frecuentes y en general, tienen su origen en el proceso de fricción de placas produciendo importantes daños en áreas relativamente grandes, tal como sucedió en la región Sur de Perú el 23 de Junio de 2001 ($M_w=8.4$) (Magnitud de Momento igual a 4.0) y en Pisco, el 15 de Agosto de 2007 ($M_w=8.1$).

Los sismos con origen en los procesos de deformación de la corteza a niveles superficiales son menos frecuentes, pero cuando ocurren, producen daños de consideración en áreas relativamente pequeñas, por ejemplo los sismos del Alto Mayo (San Martín) del 30 de Mayo de 1990 y 5 de Abril de 1991, ambos con magnitudes de 6.0 y 6.5 M_w . Los sismos con foco intermedio, pocas veces son sensibles en superficie, pero cuando alcanzan magnitudes ≥ 7.0 M_w presentan gran radio de percepción y algunas veces producen daños leves en viviendas y procesos de licuación de suelos y/o deslizamientos de tierra y piedras en zonas de gran pendiente (Tavera et al., 2013). Estudios recientes realizados sobre la historia sísmica del Perú (Dorbath et al., 1990; Tavera et al., 2005) y sobre la presencia, en su borde occidental, de áreas de importante acumulación de energía (Chlieh et al., 2011), muestran que el territorio peruano puede ser afectado en el futuro por sismos de gran magnitud. Por ejemplo, es conocida la existencia de los llamados “gaps sísmicos” en el borde occidental de la región central del Perú debido a que no ocurre un sismo importante desde el año 1746, otra en la región sur que no es afectada aún por un sismo similar al ocurrido en el año 1868, ambos habrían presentado magnitudes alrededor de 8.5 y 9.0 M_w . Del mismo modo, áreas de menor tamaño han sido identificadas frente a la localidad de Yauca, las cuales en el año 1913 dieron origen a un sismo de magnitud del orden de 7.7 M_s

(Silgado, 1978). Este sismo, produjo daños de consideración en Caraveli, Chuquibamba y Caylloma (Tavera et al., 2013).

Según datos obtenidos el área afectada fue de 30,000 km² encerrada por una isosista de grado X (MM); mientras que la isosista de grado VII (MM) limita un área de 58,000 km². Según información de los observatorios de Lima y La Paz, el área epicentral estaría entre las localidades de Chala y Atico (Silgado, 1978).

Después de aquel terremoto, se produjo un maremoto que inundó la zona costera entre las localidades de Lomas y Chala, escenario que obligó a la población de la localidad de Yauca a trasladarse y establecerse a mayor altura; es decir, en su actual ubicación (Tavera et al., 2013).

En la presente tesis se realizó el cálculo del mecanismo focal de dos eventos sísmicos del Perú utilizando el método de la polaridad de la onda P. Se consideraron los siguientes eventos: Yauca 2013 y Ayacucho 2014. Es así como esta tesis está organizada de la siguiente manera: El Capítulo I consiste de la introducción, antecedentes de estudios realizados y recopilación de informes publicados, objetivos, planteo del problema, área de estudio y avances en el cálculo del mecanismo focal. En el capítulo II se describe el marco-sismotectónico, en el capítulo III se desarrolla la metodología utilizada. En el Capítulo IV se muestran los resultados obtenidos y discusiones. Finalmente, en el Capítulo V se muestran las conclusiones y recomendaciones. Los anexos complementarios se muestran al final del capítulo V de esta tesis.

1.1 Antecedentes

El sismo de Yauca Acarí del 2013 y el sismo de Coracora del 2014 han sido estudiados por el personal del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por ser eventos sísmicos a nivel nacional.

Para el sismo de Yauca Acarí del 2013 el informe técnico del IGP, hace referencia que el día 25 de septiembre del 2013, en la zona centro-sur del Perú ocurrió un sismo de magnitud moderada (6.9ML, 7.0 Mw) y epicentro ubicado a 66 km al SO de la localidad de Yauca, 75 km al OSO de la localidad de Chala y 86 km, al SSO de la localidad de Acarí (Provincia de Caravelí, Departamento de Arequipa). El sismo mencionado ocurrió a una profundidad de 31 km (foco superficial) y en general, presentó un área de percepción con radio del orden de 350 km (Intensidad máxima = II), siendo la mayor intensidad del orden de VI (MM) evaluada en las localidades de Yauca, Acarí y Chala. Aquel informe técnico reporta los parámetros hipocentrales del sismo, intensidades evaluadas, réplicas, orientación de la fuente y su respectiva interpretación sismotectónica.

Según muestra el informe técnico la orientación preliminar para la fuente del sismo de Yauca-Acarí fue obtenida haciendo uso de la información correspondiente a los primeros impulsos de la onda P registrados en las estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) y la Red Sísmica Satelital para la Alerta Temprana de Tsunamis (REDSSAT) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). La solución obtenida, para el sismo de Yauca-Acarí presenta un mecanismo focal de tipo inverso con planos nodales orientados en dirección NO-SE y eje de compresión (P) próximo a la horizontal. El mecanismo de la fuente indica el desarrollo de un proceso de ruptura por compresión, coherente con el tipo de deformación que se produce en la interfase de las placas de Nazca y Sudamericana. La solución para el mecanismo focal, en comparación con los obtenidos para los sismos de Pisco 2007 (8.1 Mw) e Ica 2011 (6.8 Mw), presenta su planos nodales con orientación NO-SE siguiendo la tendencia de la línea de la costa y Cordillera Andina (Tavera et al., 2013).

Análogamente para el sismo de Coracora del 2014, el informe técnico del IGP, menciona que el día 24 de agosto del 2014, en la región centro – sur del Perú ocurrió un sismo de magnitud moderada (6.6 ML) con epicentro a 35 km al Norte de la localidad de Coracora y 43 km al Este de la localidad de Puquio en Ayacucho. Este sismo tuvo una profundidad focal de 108 km y en general, presentó un área de percepción con radio del orden de 300 km (intensidad de II, MM), siendo mayor su intensidad en torno a las ciudades y/o localidades de Coracora y Puquio (Ayacucho). Aquel informe reporta los parámetros hipocentrales del sismo, intensidades evaluadas, orientación de la fuente y su interpretación sismotectónica.

Según refiere el informe técnico la orientación preliminar para la fuente del sismo de Coracora 2014 fue reportado por la agencia internacional USGS y corresponde a un mecanismo de ruptura de tipo normal con planos nodales orientados en dirección Norte-Sur y esfuerzos de deformación en dirección Este-Oeste; es decir, similar al patrón de deformación regional con origen en el proceso de convergencia de placas. El mecanismo de la fuente indica el desarrollo de un proceso de ruptura por extensión, coherente con el tipo de deformación que se produce en el interior de la placa oceánica por debajo del continente (Tavera et al., 2014).

Los parámetros de la fuente para el sismo de Coracora fueron estimados a partir de las características del espectro de amplitud del desplazamiento del suelo registrado en las componentes norte-sur y este-oeste de la estación del Cusco (CUS) la cual se encuentra ubicada a 235 km del epicentro (Tavera et al., 2014).

1.2 Objetivos de la investigación

1.2.1 Objetivo general

Calcular la orientación del plano de ruptura y el mecanismo focal, utilizando el método de la polaridad del primer arribo de la onda P.

1.2.2 Objetivo específico

Los objetivos específicos del presente trabajo son:

1. Calcular el mecanismo focal para el sismo de Yauca –Acarí del 25 de septiembre del 2013.
2. Calcular el mecanismo focal para el sismo de Coracora del 24 de agosto del 2014.
3. Demostrar que usando el método de la polaridad del primer impulso de la onda P se puede obtener con cierto grado de confianza el mecanismo focal de un sismo.
4. Desarrollar programas o códigos en Matlab, Fortran y GMT para las rutinas de cálculo computacional.

1.3 Planteo del problema

El principal problema consiste en calcular la orientación del plano de ruptura de los sismos de Yauca- Acarí del 2013 y el sismo de Coracora del 2014.

Para ello se utilizará una cierta cantidad de sismogramas de componente vertical, con lo cual, se realizará la lectura de polaridades de la onda P, los valores utilizados serán: 1(impulso positivo), -1(impulso negativo), 0.5 (si la onda es emergente positiva) y -0.5 (si la onda es emergente negativa). Luego se procede a calcular los ángulos de incidencia y azimut de cada estación mediante un programa llamado azmtak.f. Posteriormente utilizando el modelo numérico MECSTA (Udías y Buforn, 1988) se obtiene la orientación de los planos nodales, con sus respectivos parámetros: azimut (strike), buzamiento (dip) y ángulo de dislocación (rake); además de ello se obtiene el score, lo cual indica el porcentaje correcto de los valores obtenidos en comparación con el número total de datos de polaridades. Una vez obtenido ello, se procede a realizar la gráfica del mecanismo focal para el sismo correspondiente, usando el programa Generic Mapping Tools (GMT). Finalmente se obtiene el diagrama del mecanismo focal, y con ello la orientación del plano de ruptura. En el caso del sismo de Yauca-Acarí, se obtuvo un mecanismo de falla inversa, mientras que en el caso del sismo de Coracora se obtuvo un mecanismo de falla normal, lo cual es coherente con el tipo de deformación que se produce en el interior de la placa oceánica por debajo del continente.

1.4 Área de estudio

1.4.1 Sismo de Yauca-Acarí (Arequipa)

Los parámetros hipocentrales del sismo del 25 de septiembre del 2013 fueron obtenidos utilizando información de las estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional (RSN) y Red Sísmica Satelital para la Alerta Temprana de Tsunamis (REDSSAT). Los datos obtenidos por el IGP son:

Tiempo Origen: 16h 42 min del día 25 de Septiembre, 2013 (Hora Universal).

11h 42 min del día 25 de Septiembre, 2013 (Hora Local).

Latitud: -16.153°.

Longitud: -74.866°.

Profundidad: 31 km.

Magnitud: 6.9 ML, 7.0 Mw.

Epicentro: A 66 km al SO de la localidad de Yauca.

A 75 km al OSO de la localidad de Chala.

A 86 km al SSO de la localidad de Acarí.

Intensidad Máxima: VI (MM) en las localidades de Yauca, Chala, Atiquipa y Acarí.

Momento Sísmico: 4.9×10^{23} N-m (análisis espectral).

Magnitud Momento: 7.0 Mw.

En la Figura 1.1 se muestra la ubicación del epicentro del sismo de Yauca-Acarí. De acuerdo a la ubicación del epicentro del sismo de Yauca-Acarí, este se encuentra en una zona de continua ocurrencia de sismos de foco superficial y magnitud moderada con origen directo en el proceso de convergencia de placas, Nazca y Sudamericana (Tavera et al., 2013). En profundidad, el foco del sismo de Yauca-Acarí sigue el patrón de sismicidad definido para esta región (centro-sur) y en conjunto muestran la geometría de la placa de Nazca dentro del proceso de subducción; es decir, subducción del tipo sub-horizontal, tal como fue descrito por Tavera y Bufo (2001).

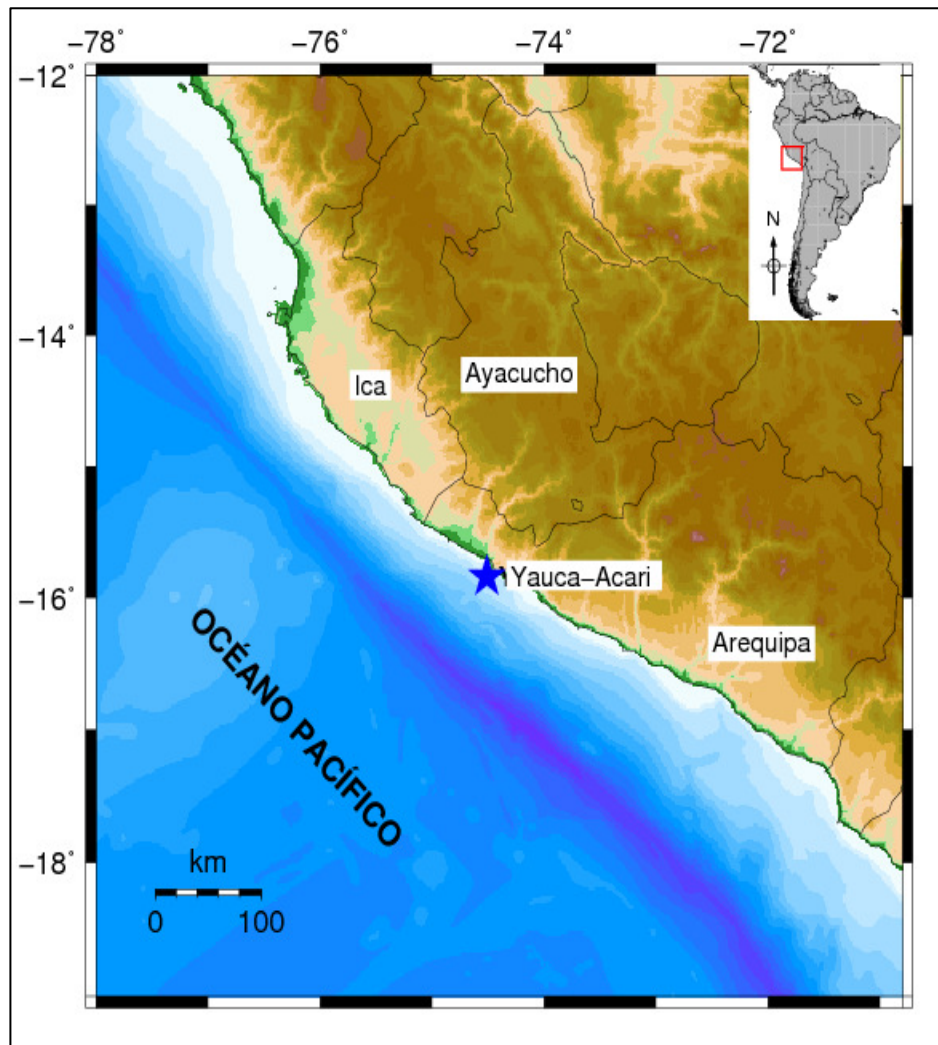


Fig 1.1. Ubicación del epicentro del sismo de Yauca-Acarí (25 de Septiembre del 2013), representada por la estrella de color azul.

1.4.2 Sismo de Coracora (Ayacucho)

Los parámetros hipocentrales del sismo del 24 de agosto del 2014 fueron obtenidos utilizando información de las estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional y sus valores son:

Tiempo Origen: 23h 21min (Hora Universal).

18h 21min (Hora Local).

Latitud: -14.70°.

Longitud:	-73.74°.
Profundidad:	108 km.
Magnitud:	6.6 ML.
Epicentro:	A 35 km al Norte de la localidad de Coracora.
Intensidad Máxima (MM):	VI en las localidades de Coracora y Puquio.
Momento Sísmico:	2.0×10^{23} N-m (análisis espectral).
Magnitud Momento:	6.8 Mw.

En la Figura 1.2 se presenta la ubicación del epicentro del sismo de Coracora. Según información del IGP alrededor del epicentro, solo se han producido sismos con magnitudes menores a 5.0 ML, presentando la mayoría de ellos focos a profundidades intermedias (Tavera et al., 2014).

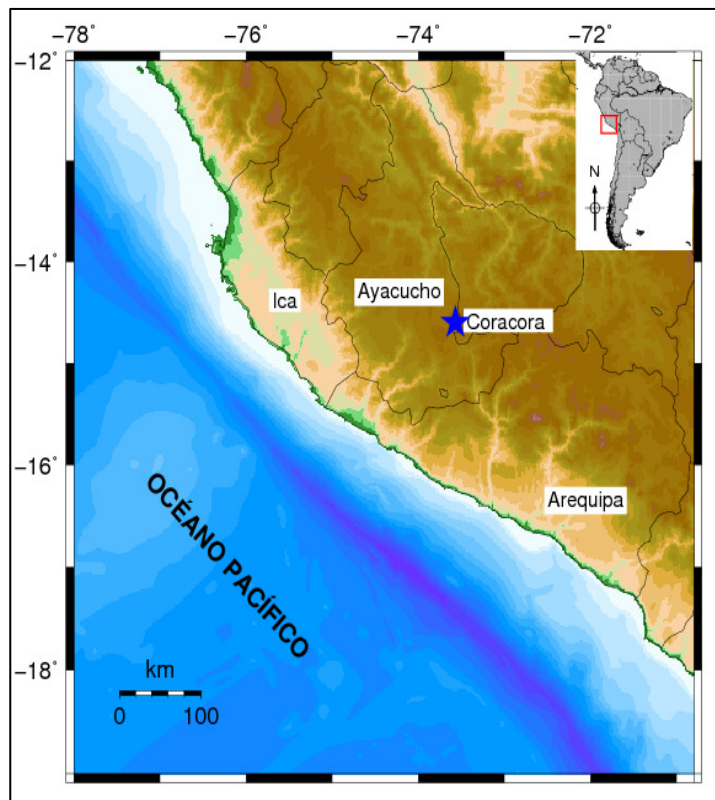


Fig 1.2. Ubicación del epicentro del sismo de Coracora (24 de Agosto del 2014), representada por la estrella de color azul.

1.5 Avances en el cálculo del mecanismo focal

Existen diversos métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos, los cuales corresponden a modelos de fuentes sísmicas cinemáticas y focos puntuales.

Estos métodos son: El método de la polaridad del primer impulso de la onda P que permite calcular la orientación del deslizamiento en el plano de fractura; el cálculo de la función temporal de la fuente sísmica a partir de los métodos basados en la modelización de ondas internas y uso de funciones de Green empíricas; El análisis espectral para calcular las dimensiones de la fractura y la inversión de las componentes del tensor momento sísmico (Bufo, 1994). Mayor información en el Anexo B.

CAPÍTULO II

Marco Sismotectónico

2.1 El proceso de subducción

El proceso de subducción de placas tectónicas es el proceso de hundimiento de una placa litosférica bajo otra en un límite convergente, según la teoría de tectónica de placas. Este proceso ocurre a lo largo de amplias zonas de subducción que en la actualidad se concentran en las costas del océano Pacífico en el llamado Cinturón Sísmico del Pacífico, pero también hay zonas de subducción en partes del Mar Mediterráneo, las Antillas, las Antillas del Sur y la costa índica de Indonesia.

El proceso de subducción provoca recurrentes sismos de gran magnitud, los cuales se originan en la zona de Benioff, la cual es una zona sísmica de borde de placa que se extiende junto a uno de los lados de una fosa oceánica. Este proceso también causa la fusión parcial de parte del manto terrestre, generando magma que asciende dando origen a los volcanes. El ángulo de subducción, es el ángulo que forma el plano de la zona de Benioff con la superficie terrestre, el cual puede variar cerca de 90° en las Islas Marianas y alrededor de 10° en el Perú según las observaciones.

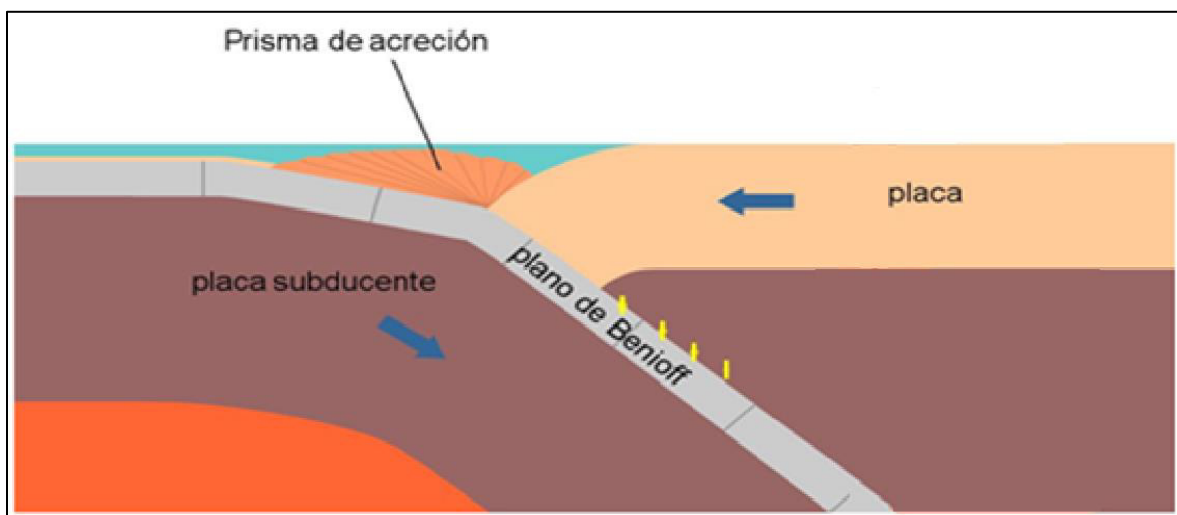


Fig 2.1. Ilustración del proceso de subducción, donde se observa el plano de Benioff
(Fuente: Google, Fecha de Acceso: 08/09/14).

2.1.1 Zonas de subducción

Actualmente la ubicación de las zonas de subducción y la geometría de la placa que subduce han sido conocidas a partir de la distribución espacial de los sismos. Inicialmente, la ocurrencia de sismos a profundidades mayores a 60 km fue puesta en evidencia por primera vez en 1922 por H. Turner, pero fue K. Wadati en 1935 quien sobre el primer mapa de sismicidad en Japón propuso que la profundidad de los focos sísmicos aumenta de Este a Oeste; es decir los sismos con foco superficial se producirían cerca de la fosa, y los más profundos por debajo del continente asiático. Asimismo, en los años 1960 y sobre un mapa completo de la sismicidad en Japón, H. Benioff establece definitivamente que los sismos superficiales, se ubican cerca de la línea de contacto de placas, a partir de la cual se distribuyen sobre una línea inclinada que alcanza profundidades del orden de 700 km conocida como “superficie de Wadati-Benioff”.

Las mayores zonas de subducción se encuentran localizadas alrededor de la placa del Pacífico y otras de menor importancia en Europa y al sur del Océano Atlántico. En general, la energía liberada por los sismos más profundos ($h > 300$ km) es cerca del 80% del total liberada por los sismos en el mundo durante un año; sin embargo, en cuanto al número de sismos el porcentaje es todo lo contrario (Bernal, et al, 2001).

Así durante el periodo 1964-1996 en Perú ocurrieron 26 sismos profundos con magnitudes mayores a 5.0 mb, siendo estos equivalente al 3.7 % del total de sismicidad ocurrida a otros niveles de profundidad (Bernal, et al, 2001).

En las zonas de subducción, la distribución alineada de los sismos en función de la profundidad de sus focos, sugiere la existencia de una litósfera que flota dentro del manto, aunque la ausencia de los mismos no es necesariamente un argumento válido para negar la existencia de cualquier zona de subducción. Estudios realizados por Toksoz, permitieron sugerir que los sismos que se producen en las zonas de subducción estarían asociados a la fricción y deformación de las placas que han subducido durante los últimos periodos en que se produjo la expansión de los fondos oceánicos. Por ejemplo, si se considera que la placa de Nazca subduce bajo la Sudamericana con una velocidad media de 8 cm/año, actualmente 700 km de la misma se encontraría flotando en el manto por debajo de la corteza continental; mientras que a mayor profundidad la placa habría sido destruida por las altas temperaturas existentes en el manto. En zonas donde la subducción ha cesado, ha tenido que transcurrir muchos años para que la generación de sismos haya comenzado a disminuir drásticamente. En resumen, se debe considerar que la longitud de las placas subducentes en el interior del manto superior depende directamente de su edad y de su velocidad de desplazamiento.

Un caso particularmente interesante se presenta en la zona de subducción de Perú y Chile con la no-ocurrencia de sismos entre 500 y 600 km de profundidad debido a que

probablemente la placa soportó una ruptura o la ausencia de deformación local dentro de una litósfera semi-elástica. Sin embargo, la información disponible sugiere que un trozo de la litósfera se ha desprendido del total, y actualmente reposa de manera horizontal en el manto a profundidades del orden de 700 km (Tavera, 2002).

Por otro lado, los estudios sobre la distribución de los esfuerzos de deformación en zonas de subducción, muestran que estos se orientan en dirección paralela a la del desplazamiento de las placas. En el caso del borde Oeste de Sudamérica (Perú y Chile), los esfuerzos compresivos se presentan hasta una profundidad del orden de 60 km (superficie de contacto de placas) y de extensión a profundidades mayores, debidos a la deformación interna de la placa subducente (Tavera, 2002).

Recientemente estudios detallados realizados por Tavera y Bufo (2001) y Bernal et al. (2001) han mostrado en el caso del Perú, que la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Sudamericana se produce siguiendo dos tendencias. La primera muestra que la placa de Nazca en las regiones norte y centro subduce con un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 120 km, a partir de la cual se hace casi horizontal hasta distancias de 700 km desde la línea de fosa. En la región sur, la placa subduce de manera continua hasta una profundidad de 250 km. El cambio observado entre ambos estilos de subducción se debe a que la placa soporta una contorsión a la altura de la latitud 16° Sur.

En general, cada año el mayor número de sismos y energía sísmica liberada se realiza en las zonas de subducción y entre todas, la debida a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana. En esta zona de subducción, el proceso se realiza a una velocidad promedio de 8 cm/año, siendo esta la de mayor velocidad; por lo tanto, todos los países ubicados en el borde Oeste de Sudamérica serán continuamente afectados por sismos de diversa magnitud que puedan ocurrir a diferentes niveles de profundidad (Tavera, 2002).

2.1.2 Interacción de la placa de Nazca con la placa Sudamericana

La interacción de la placa de Nazca y la Sudamericana, es el principal proceso tectónico que define la geodinámica del Perú. Este proceso es conocido como subducción, el mismo que produjo la deformación y levantamiento del margen continental durante un periodo orogénico muy complejo hasta formar una superficie topográfica muy accidentada; y cuyo resultado final fue la formación de una cadena montañosa que se extiende de Norte a Sur, a lo largo de todo el borde Oeste de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, siendo conocida como «La Cordillera de los Andes». Esta cordillera fuertemente deformada, comprende un conjunto de diversas estructuras, tales como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas y otras que se encuentran emplazados entre la línea de fosa peruano-chilena y el llano Amazónico (Bernal y Tavera, 2002).

Desde el punto de vista tectónico, la región Andina es una de las regiones más activas de la Tierra, que está sujeta a frecuentes fenómenos catastróficos causados por la interacción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana; como terremotos y erupciones volcánicas. El margen occidental de América del Sur está localizado en una faja sísmica, que corresponde al límite de placas convergentes y forma parte del cinturón Circum-Pacífico.

La influencia del proceso de subducción se observa en la cordillera andina. Sigue la misma dirección y es paralela a la fosa Perú-Chile, mencionando la presencia de cordilleras oceánicas como la cordillera de Nazca y la de Juan Fernández, que seccionan a la fosa y que provocan en la cordillera de los Andes, zonas con ausencia de actividad volcánica actual, intercaladas con zonas de vulcanismo activo. Los rasgos tectónicos superficiales en la región Andina parecen ser influenciados por el proceso de subducción.

A partir de los 14°S, donde ocurre la intersección de la cordillera de Nazca con la zona de subducción, se observa en la parte norte, varios sistemas de fallas longitudinales, con un nivel elevado de actividad sísmica en la corteza continental. En la región de 14°S, y en los sistemas de fallas que se encuentran en la región sub-andina, apartado del litoral, el nivel de actividad sísmica en la corteza continental no es tan significativo.

En la actualidad, la actividad volcánica en la frontera Perú-Chile, está presente entre 14° y 27°S. Barazangi e Isacks (1979) sugieren una relación entre la geometría horizontal de la placa de Nazca descendente, existente al norte y al sur de esa zona volcánica, y la ausencia de vulcanismo en la placa Sudamericana. Por ello, se menciona que el contacto de la placa descendente horizontal con la placa Sudamericana, no permite el ascenso del material astenosférico; lo cual sugiere que el vulcanismo tipo arco necesita de la existencia de material astenosférico entre las placas superior y la descendente (Olarte y López, 2001).

2.2 Sismos importantes ocurridos en el sur del Perú

El Perú está localizado dentro del cinturón sísmico del Pacífico, con un alto potencial de actividad sísmica debido al proceso de subducción de placas tectónicas.

En el sur del Perú han ocurrido sismos de elevada magnitud, los sismos más destructivos archivados en relatos históricos son los de 1604 y 1868 con magnitudes alrededor de 8,6 y 9,0Mw, causando intensidades en la escala de Mercalli-Modificada de IX y X respectivamente. Otros sismos de gran importancia ocurrieron en los años de 1913 y 1914 en la zona de Caravelí. Análogamente sismos más recientes de importancia ocurridos en esta región son el sismo de Yauca-Acarí del 2013 y el sismo de Coracora del 2014, con magnitudes de 7.0 y 6.8 Mw, causando una intensidad en la escala Mercalli -Modificada de VI en las localidades más cercanas.

➤ **Sismo de 1604**

Según registros históricos, el 24 de noviembre a la 1:30 p.m hubo un gran terremoto y maremoto en la Costa Sur del Perú. La conmoción sísmica arruinó las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Arica, extendiéndose los daños hasta Ica. El movimiento se sintió en más de 1650 km de norte a sur y en más o menos 130 km de la costa al interior. El mar al desbordarse destruyó el Puerto de Arica, donde murieron 23 personas; también destruyó el Puerto de Pisco. La descripción de este sismo, según relatos históricos es la siguiente (Silgado, 1978):

En Arequipa fue fuertísimo, asoló la ciudad, hizo estragos en los pueblos y campos de su contorno, destruyendo muchos pueblos de la diócesis de Arequipa y de la provincia de Parinacochas, que es la diócesis de Huamanga. Se asoló el pueblo de Pausa, de 300 casas que tenía, no quedaron en pie más de 14. En el Cuzco, llegó con tanta fuerza, que no podían tener en pie los hombres, remeció fuertemente los edificios, aunque no cayeron por ser fuertes y bien cimentados. En Lima debió durar poco, y no fue muy grande ni tampoco pequeño. Respecto al tsunami que siguió a este sismo y de los destrozos que hizo en gran parte de nuestra Costa, se sabe que: En el valle y puerto de Ilo, se ahogaron 11 indios, en la Villa de Camaná hubieron 40 personas que murieron ahogadas. En el Puerto de Pisco, se retiró el mar y volvió furiosamente a tierra, inundando todo el pueblo y corriendo gran techo tierra adentro. En el Puerto del Callao, el mar no salió con tanta furia como en otras partes, hubo un golpe de agua que sin entrar en él, lo dejó hecho isla, de manera que por algunos días no se podía pasar de Lima al Callao, sin atravesar un gran charco. Donde la mar hizo más estragos con sus flujos y reflujos fue en la ciudad y puerto de Arica. Luego en la Crónica inédita de Judío leemos: “ Tembló la Villa de Ica que duró un cuarto de hora y derrocó muchas casas. En Arica hubo fuerte movimiento, el mar anegó toda la villa, derribó casas, las dejó arrasadas de arena. La gente se salvó en un monte (El Morro) que está junto a la villa. Hizo muchos daños por toda la Costa” (Silgado, 1978).

➤ **Sismo de 1868**

Según registros históricos, el 13 de agosto a las 04:45 p.m (hora local) ocurrió un gran terremoto, acompañado de un maremoto. El historiador Dr. J.T. Polo se refiere a este sismo como uno de los mayores que se hayan verificado en el Perú desde su conquista. Las observaciones macrosísmicas indicaron que el epicentro del terremoto estuvo cerca del puerto de Arica.

El movimiento se percibió hasta unos 1400 km al NW (Samanco, Perú), a una distancia igual hacia el Sur (Valdivia, Chile), y hasta unos 224 km al Este en dirección a Cochabamba, Bolivia. El radio del área más conmovida abarcó como unos 700 km². En Arequipa cayeron la mayor parte de los templos, el portal nuevo, el local del Cabildo y muchos establecimientos públicos y privados. La Catedral quedó en ruinas. Según testigos

la tierra crujía y ondulaba siendo difícil permanecer en pie. Sufrieron otras graves ruinas las ciudades de Moquegua, Torata, Tacna y Arica. Las estadísticas de la época señalan que a consecuencia del terremoto murieron como 180 personas en todo el Sur.

Agrietamientos del suelo se observaron en varios lugares, especialmente en Arica, de las que brotó agua cenagosa. El Morro se fracturó igual que los cerros la Caldera, inmediatos a los baños de Yura (Arequipa).

En Lima se sintió fuerte, Middendorf escribe: “estaba trabajando en mi escritorio, cuando repentinamente tuve la sensación de un vértigo, me puse de pie y creí tambalear, cuando el movimiento de las cortinas en las ventanas me dio a entender que la tierra temblaba, salí apresuradamente y ví que las torres de San Agustín y Santo Domingo se movían como dos grandes péndulos, en amplias y largas ondulaciones, era como si toda la ciudad fuera zarandeada como una balsa sobre el agua, sin que se sintiese sacudida. Esto duró cinco minutos debilitándose el movimiento después de los tres primeros...”. A este terremoto, siguió un gran maremoto, en Arica serían como las 5:37 cuando se observó un impetuoso desbordamiento del mar. La primera ola alcanzó una altura de doce metros y arrasó completamente el puerto, llevándose en su vaciante todo lo que encontró al paso.

El flujo y reflujo marino duraría unos 40 minutos y sucedió una serie de correntadas. A las 6:50 p.m el mar irrumpió nuevamente con olas de dieciseis metros de altura. La tercera ola, la más violenta invadió tierra a las 7:10 p.m. y varó la corbeta peruana “América” de 1560 toneladas. El “Wateree” y el Portón Fredonia de los EE.UU. que fueron arrojados a 300 metros de tierra adentro.

Polo menciona que mucho después de las 19 horas, a pesar de la mucha oscuridad se creyó percibir tres oleajes más de intensidad decreciente y que transcurrieron 26 minutos entre el máximo de altura de cada oleaje y la vaciante inmediata.

Las salidas del mar arrasaron gran parte del litoral peruano, desde Pisco hasta Iquique, muriendo en Chala 30 personas, en Arica unas 100 y en Iquique 200. La agitación del Océano llegó hasta California, Hawai, Yokohama, Filipinas, Sidney y Nueva Zelandia. Se contaron como 400 movimientos o réplicas, hasta el 25 de agosto (Silgado, 1978).

➤ **Sismo de 1913**

El 6 de agosto, a las 5:13 p.m. en Caravelí (1779 m.s.n.m), edificada cerca de las estribaciones de la Cordillera Occidental quedó destruida por un terremoto. El movimiento de pocos segundos de duración, produjo desplomes de edificios y derrumbes en las laderas del valle, ocasionando varios muertos.

Sufrieron igualmente todos los pueblos del Valle de Majes, especialmente Chuquibamba (2921 m.s.n.m.) donde además de desplomarse la Iglesia Mayor, se deterioraron los edificios y viviendas. Otros daños se apreciaron en Cailloma (4354 m.s.n.m) su Iglesia

matriz quedó agrietada. En la ciudad de Arequipa hubo averías en algunos edificios públicos mientras que en la zona costera sufrieron las poblaciones de Ocoña y Atico. Umlauf estimaba un área epicentral de 30000 km², encerrada por la isosista de grado X MM, mientras que la intensidad de grado VII limitaba un área elíptica de 58000 km². El movimiento se llegó a sentir hasta Chimbote por el norte y en Iquique (Chile) y la Paz (Bolivia) hacia el sur y este. En el Callao se paralizaron los relojes públicos. La zona epicéntrica según las distancias de los Observatorios de Lima y La Paz estaría situada en la costa litoral, entre Chala y Atico.

Posteriormente el 4 de noviembre de 1913 ocurrió un sismo a las 4:33 p.m. Violento sismo en la provincia de Aymaraes, Departamento de Apurímac. Destrucción de los caseríos de Casaya, Soraya, Tarray, Puente, Huaquipa, Sañaica; fuertes daños en las aldeas de Colcabamba, Amoray y en otras. Murieron alrededor de 150 personas. En Chalhuanca (1887 m.s.n.m) capital de la provincia, se sintió con fuerza. En Abancay, capital del Departamento, ocasionó algunos daños a las construcciones. Más el norte, de Andahuaylas y Ayacucho, la intensidad del sismo declinó notablemente (Silgado, 1978).

➤ **Sismo de 1914**

El 11 de Setiembre a las 6:48 p.m. se repitió en Caravelí, luego de haber sido reedificada después de la catástrofe de 1913, otro violento movimiento que la volvió a dejar en escombros y ocasionó derrumbes en los cerros que rodeaban esa ciudad. En Nazca, hubo víctimas y el desplome de la nueva Iglesia. En Ica, se sintió fuerte, lo mismo que en Atico (Silgado, 1978).

➤ **Sismo de 2013**

Después de producido el sismo de Yauca-Acarí, en el 2013, el personal de Sismología del IGP procedió a realizar la evaluación de intensidades en las localidades más cercanas al epicentro. La descripción más resaltante se detalla a continuación:

Localidades de Yauca, Acarí, Atiquipa y Chala (Provincia de Caraveli, Arequipa): Percibido muy fuerte por todas las personas, llegando a salir apresuradas a las calles (pánico total). Daños en viviendas de adobe y quinchas. En Yauca colapsaron 10 viviendas de adobe y otras 180 afectadas con fisuras en los muros. El colegio de material noble sufrió separación de vigas, fisuras en muros y rotura de ventanas. El canal de regadío y el reservorio quedaron en mal estado. En Acarí, varias viviendas de material noble sufrieron rajaduras en sus muros y rotura de vidrios. Uno de los colegios sufrió fisuras en muros y colapso de tres ambientes de adobe. En Chala, muchas viviendas de material noble presentan fisuras en sus paredes, además de ruptura de vidrios en ventanas. Asimismo, se produjeron varios deslizamientos en carreteras. En estas localidades, la intensidad evaluada del sismo fue de VI (MM) (Tavera et al., 2013).

➤ **Sismo de 2014**

Luego de producirse el sismo de Coracora, el personal de Sismología del IGP procedió a realizar la evaluación de intensidades en las localidades más cercanas al epicentro. La descripción más resaltante se detalla a continuación:

En las localidades de Coracora y Puquio (Ayacucho) el movimiento fue muy fuerte y prolongado, lo cual alarmó a la población. Todas las personas salieron a la calle por varios minutos. Se produjo fuerte vibración de paredes y ventanas. Hubo corte del fluido eléctrico en Puquio. De igual manera hubieron daños (fisuras) en algunas viviendas de adobe en Coracora. Del mismo modo, hubo caída de piedras y deslizamientos en suelos inestables en carreteras. En resumen y según lo observado la intensidad evaluada del sismo fue de VI en la escala de Mercalli Modificada (Tavera et al., 2014).

2.3 Análisis de la sismicidad de la zona sur del Perú

La región sur del Perú, es la región de mayor índice de sismicidad, donde la profundidad máxima de los focos llega hasta 280 km. Para esta región la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes. La profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia el Este con una pendiente de 25-30° hasta 280 km de profundidad. Sin embargo, en esta zona los terremotos con foco a profundidad intermedia solo se distribuyen a una distancia de 400 km desde la línea de fosa y a distancias mayores se localizan terremotos con foco superficial o profundo.

Se ha observado además un cambio en la forma de la subducción entre la región norte-centro y sur, lo cual ha sido interpretado como una ruptura de la placa oceánica con desplazamiento vertical hacia arriba de la parte norte-centro. Luego estudios posteriores, han confirmado la hipótesis de que el cambio en el modo de la subducción se produjo debido a la contorsión de la placa, siendo la zona afectada de un ancho de 80 km aproximadamente (Tavera y Buforn, 1998).

Sin embargo, la falta de información sísmica de buena calidad, no permite tener una respuesta definitiva a esta controversia.

Los terremotos que se producen a lo largo del sur del Perú presentan mecanismos focales con similar orientación y con incremento en sus profundidades de Oeste a Este, además la distribución de los ejes de tensión horizontal muestra que en esta región el contacto de placas es uniforme y se realiza generando un alto índice de sismicidad (Tavera y Buforn, 1998).

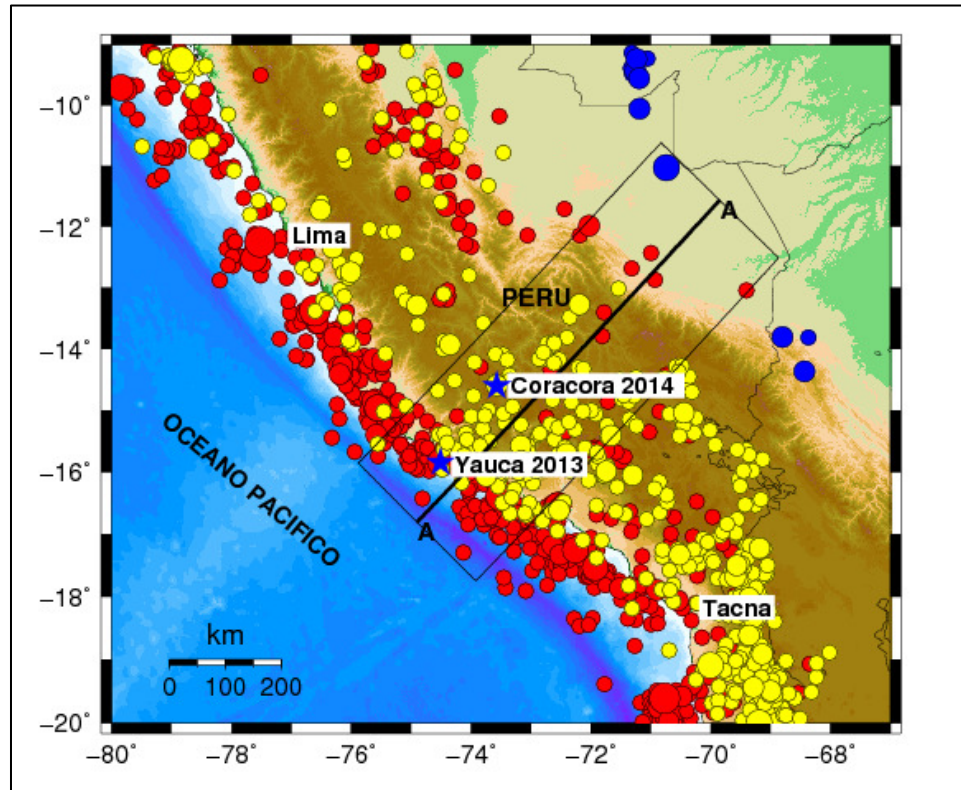


Fig 2.2. Ilustración de los sismos ocurridos en el sur del Perú, entre los años 1970-2014 (según el catálogo del NEIC, $M_w > 5.0$), donde los epicentros de los sismos de Yauca y Coracora, están representados por las estrellas azules. En el gráfico se observan los sismos con foco superficial representados por los círculos de color rojo, los sismos con foco a profundidad intermedia representados por los círculos de color amarillo; y los sismos con foco profundo representados por los círculos de color azul.

2.3.1 Perfil de sismicidad de la zona sur del Perú

La distribución de la sismicidad en el área de estudio en función de la profundidad de sus focos, puede ser analizada mediante el perfil de sismicidad. Para ello se elaboró un perfil de sismicidad para los sismos entre los años 1970-2014, donde 0 km corresponde al punto A de la Figura 2.2 y 900 km corresponde al punto A' de la misma figura. El análisis del perfil de sismicidad permitirá definir la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana y configurar la geometría de subducción en la Región Sur.

La distribución de los focos muestra que la sismicidad aumenta en profundidad hacia el interior del continente. Asimismo, a una distancia de 450 km desde el nivel de referencia, se observa que la sismicidad se distribuye en profundidad siguiendo un alineamiento con 30° de inclinación, la misma que probablemente está asociada a la contorsión de la placa oceánica.

La contorsión de la placa entre la zona centro y sur del Perú, podría ser debido a la llegada de la cordillera de Nazca a la zona de subducción, cuya colisión con la placa Sudamericana habría permitido un proceso orogénico muy complejo, que dio origen a una topografía accidentada en el continente, acompañada de importante actividad volcánica en la región Sur del Perú (Bernal y Tavera, 1999).

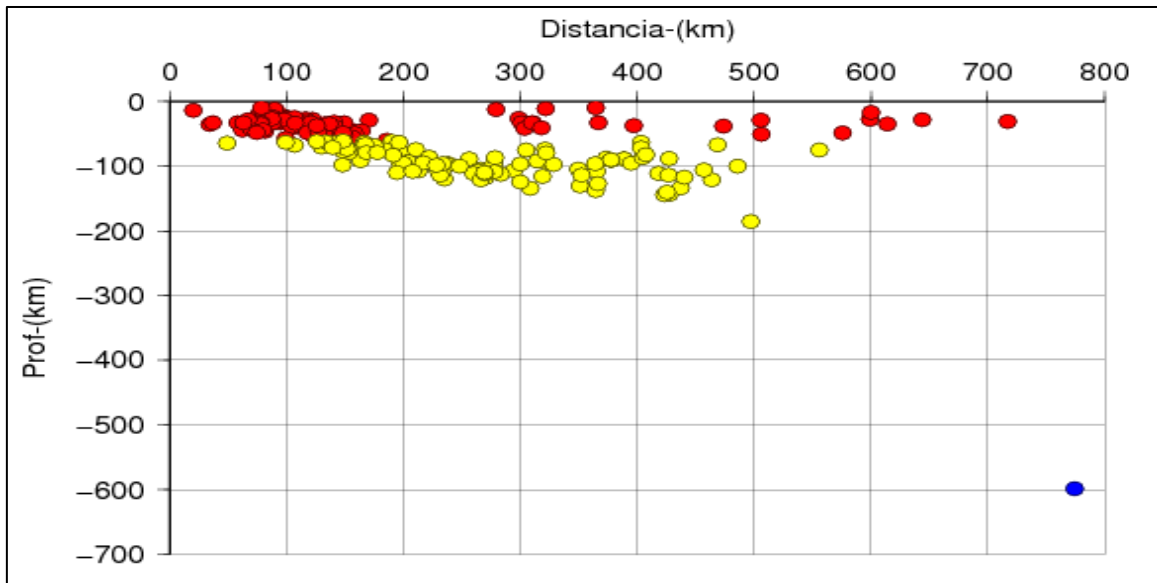


Fig 2.3. Perfil de sismicidad para los sismos ocurridos entre 1970-2014 en la región sur del Perú según el catálogo del NEIC-USGS.

A fin de realizar un análisis detallado de la distribución espacial de la actividad sísmica en la Región Sur del Perú, se ha procedido a clasificar los sismos en función de la profundidad de su foco. En el presente estudio se ha considerado la siguiente clasificación:

Sismos con foco superficial: $h < 60 \text{ km}$

Sismos con foco intermedio: $60 < h \leq 300 \text{ km}$

Sismos con foco profundo: $h > 300 \text{ km}$

A continuación se realiza la descripción de las principales características de esta sismicidad.

➤ Sismos con foco superficial

Estos sismos se distribuyen principalmente entre la fosa y la costa; y en su mayoría están asociados al proceso de subducción de la placa oceánica bajo la placa continental en sus primeros kilómetros de profundidad. En la Figura 2.3 estos sismos están representados mediante círculos rojos.

La sismicidad superficial también se localiza en el interior del continente y pueden estar relacionados con la deformación tectónica superficial. En la región Centro y Sur del Perú, esta sismicidad se encuentra distribuida de tal manera que se puede distinguir su concentración en tres áreas: la primera ubicada en el departamento de Junín y corresponde probablemente a la falla de Huaytapallana ($75^{\circ}03'W$, $11^{\circ}56'S$); la segunda ubicada en el departamento de Ayacucho sobre el sistema de fallas de Ayacucho y la tercera se encuentra en la provincia de Caylloma (departamento de Arequipa), sobre el sistema de fallas de Huambo y Cabanaconde ($72^{\circ}W$; $15^{\circ}40'S$). Así mismo, la actividad sísmica se encuentra distribuida de manera dispersa en el extremo SE de la región de estudio (Bernal y Tavera, 1999).

➤ **Sismos con foco intermedio**

Se observa que la mayor concentración de la actividad sísmica intermedia se encuentra en la parte continental, distribuida de manera irregular. En la Figura 2.3 estos sismos están representados mediante círculos amarillos. Se puede definir cuatro zonas con diferente índice de sismicidad. En la primera zona se observa una mayor concentración de eventos, esta área abarca las ciudades de Tacna y la parte SE de Puno. La segunda zona abarca la parte Sur de la ciudad de Ayacucho, parte NW de Puno y en su totalidad las ciudades de Arequipa y Apurímac.

En la tercera zona existe una considerable disminución de la actividad sísmica intermedia, el cual comprende las ciudades de Moquegua y parte central de Puno. Luego en el cuarto área se encuentra la ciudad de Ica, Huancavelica y parte Norte de Ayacucho. Así mismo, el cuarto área se localiza próxima a la zona de Transición, la misma que se caracteriza por presentar una actividad sísmica difusa.

En la parte N-E de la ciudad de Puno y Madre de Dios, no se observa actividad sísmica intermedia (Bernal y Tavera, 1999).

➤ **Sismos con foco profundo**

En la Figura 2.3 estos sismos están representados mediante círculos azules. Según información del USGS-NEIC la actividad sísmica se encuentra distribuida mayormente en la parte Oriental del Perú concentrada en la frontera Perú-Brasil (entre 9° y $11^{\circ}S$), siguiendo un lineamiento N-S aproximadamente y también en la frontera Perú-Bolivia (entre 13° y $15^{\circ}S$) alineada horizontalmente en dirección E-W.

2.4 Mapa de mecanismos focales en el Perú

Los primeros trabajos sobre mecanismos focales de terremotos en Perú, son los de Abe (1972), Dewey y Spence (1979), Chinn e Isacks (1983) y Suárez et al. (1983) para terremotos superficiales, Isacks y Molnar (1971), Petersen (1976) y Pennington (1981) para sismos intermedios y Chandra (1967), para sismos profundos. Estos mecanismos, fueron

obtenidos a partir de la distribución de polaridades de ondas P y polarización de ondas S. Únicamente, Suárez et al. (1983) realizó la modelización de registros analógicos de período largo de la red mundial WWSSN (Tavera y Bufo, 1998).

En el presente estudio se ha elaborado un mapa de mecanismos focales para los sismos en el periodo de 1976-2014, utilizando los datos del Centroid Moment Tensor (CMT). Los resultados, muestran que la mayoría de los sismos superficiales ocurridos entre la línea de fosa y la costa corresponden a movimientos de fallas inversas (Figura 2.4). Solo en pocos casos se ha observado mecanismos de falla normal.

Los terremotos ocurridos en el interior del continente, también presentan mecanismos focales de fallas inversas asociados a los sistemas de fallas activas distribuidas en la región Andina y Subandina e indican un patrón compresivo en dirección E-W, perpendicular a la dirección de la Cordillera Andina. De estos terremotos, el único con mecanismo focal de falla normal, es el ocurrido el 10 de noviembre de 1946 ($M_s = 7,0$) en los altos Andes.

Los terremotos con foco a profundidad intermedia, en general muestran ejes de tensión horizontales orientados en dirección E-W paralelos a la dirección de la convergencia de placas.

Los terremotos profundos presentan ejes de tensión horizontales en dirección E-W en el borde Perú-Brasil; mientras que en el límite con Bolivia, el único mecanismo existente muestra extensión en dirección N-S (Tavera y Bufo, 1998).

Para los terremotos con foco a profundidad superficial, los ejes de presión se concentran de Norte a Sur entre la fosa y la línea de costa; y se orientan predominantemente en dirección ENE-WSW a E-W. Estos esfuerzos están asociados al acoplamiento sísmico entre la placa oceánica y continental al inicio del proceso de la subducción.

En el interior del continente, los ejes de presión se distribuyen en la zona Subandina perpendiculares a la Cordillera Andina y formando tres grupos: el primero se localiza en la zona limítrofe de Perú-Ecuador y presenta ejes de presión orientados en dirección NW-SE.

En la zona Norte de Perú se produce una rotación de los ejes de presión en dirección ENE-WSW a E-W, siendo el área de la ciudad de Moyobamba la que presenta una mayor variación en la orientación del eje de presión, lo que sugiere que en esta área el proceso compresivo es muy heterogéneo (Tavera y Bufo, 1998).

En la región Sur, el eje de presión se orienta en dirección E-W a NE-SW. El cambio observado en la orientación de la Cordillera Andina, al Norte de 5°S en dirección NNE-SSW, entre 5°S-13°S en dirección NNW-SSE y al Sur de 13°S en dirección NW-SE, determina la orientación regional de los esfuerzos y el grado de deformación, el cual es mayor en la región Norte y menor en la región Centro y Sur. El proceso compresivo en la zona Subandina está asociado a la convergencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental con velocidades relativas de 1,4-2,1 mm/año (Suárez et al., 1983).

Se observa además que la proyección horizontal de los ejes de tensión obtenidos a partir de los mecanismos focales de terremotos con foco a profundidad intermedia, muestra que estos se distribuyen de Norte a Sur formando tres grupos: El primero de ellos se localiza cerca de la línea de costa entre 9°S y 13°S, el segundo en la zona Subandina Norte y el tercero en la región Sur.

Las orientaciones de los ejes de tensión horizontal muestran en general un régimen extensivo paralelo a la dirección de convergencia de las placas. La extensión horizontal en la línea de costa, podría estar asociada a la deformación interna de la placa oceánica en respuesta a las fuerzas que producen el cambio en su geometría hacia una subducción horizontal, siendo esta deformación muy heterogénea (Tavera y Bufo, 1998).

En la región Norte la acumulación de ejes de tensión horizontal, sugiere que el proceso extensivo en esta zona es debido a que el contacto de placas se realiza en un medio muy heterogéneo, contrario a las áreas circundantes que parecen ser más estables. En la región Sur, la distribución de los ejes de tensión horizontal muestra que en esta región el contacto de placas es uniforme y se realiza generando un alto índice de sismicidad.

También se observa que para los terremotos superficiales ($h < 60$ km) se presentan mecanismos de fallas inversas, con ejes de presión horizontales orientados en su mayoría en dirección ENE-WSW a E-W (Tavera y Bufo, 1998).

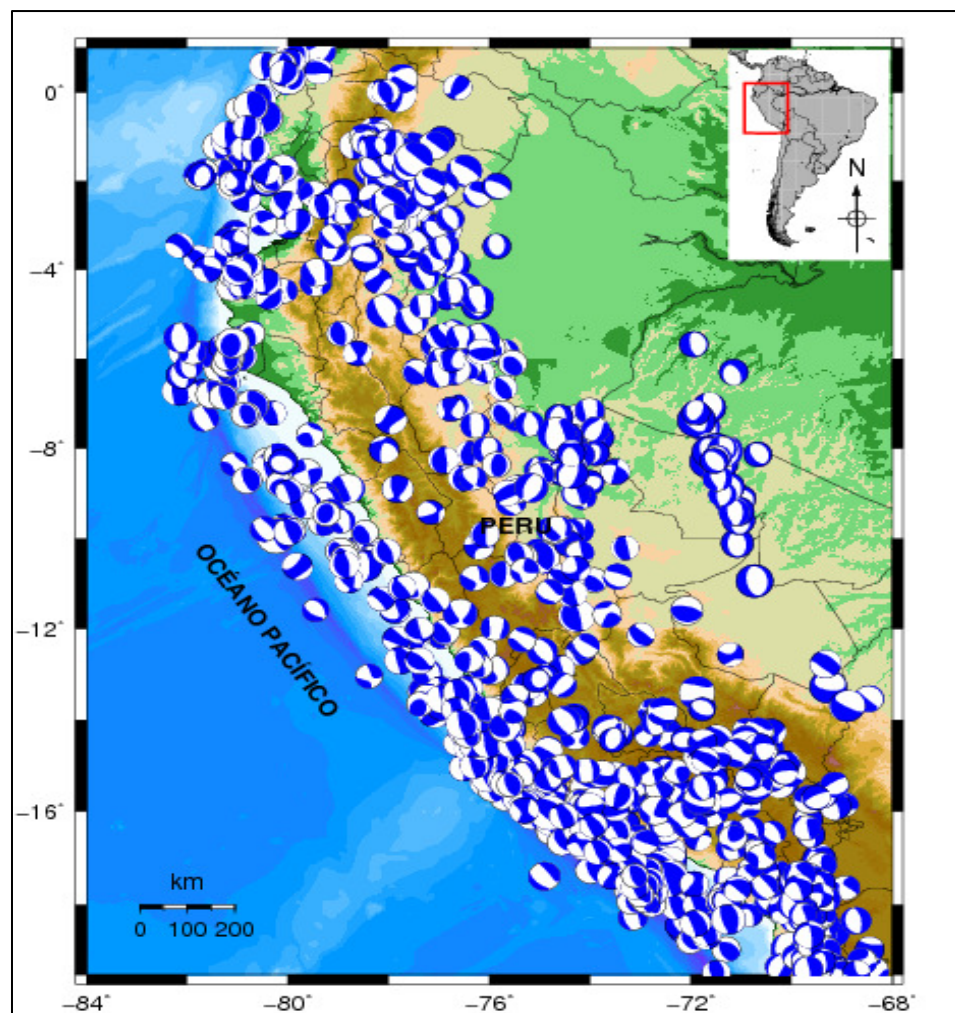


Fig 2.4. Ilustración del mapa de mecanismos focales de los sismos $M_w > 5.0$ ocurridos en el Perú entre los años 1976-2014 (según el catálogo del CMT).

CAPÍTULO III

Metodología

En este capítulo, se describe la metodología utilizada para el análisis y procesamiento de datos, los programas utilizados, las ecuaciones matemáticas que gobiernan algunos programas y el algoritmo del modelo numérico usado para la determinación del mecanismo focal.

3.1 Adquisición de los datos

En esta sección se indica la metodología para la adquisición de datos de sismicidad, de mecanismo focal, y de señales sísmicas; los cuales fueron usados para el desarrollo de la presente tesis.

3.1.1 Adquisición de datos de sismicidad

Los datos de sismicidad se obtuvieron de la página web del NEIC-USGS (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>). Se descargaron los parámetros hipocentrales que abarcan los años 1970-2014; y ello fue utilizado para realizar el mapa de sismicidad; donde además los sismos son de magnitud mayor a 5.0 Mw.

A continuación en la Figura 3.1 se observará la página principal del NEIC.

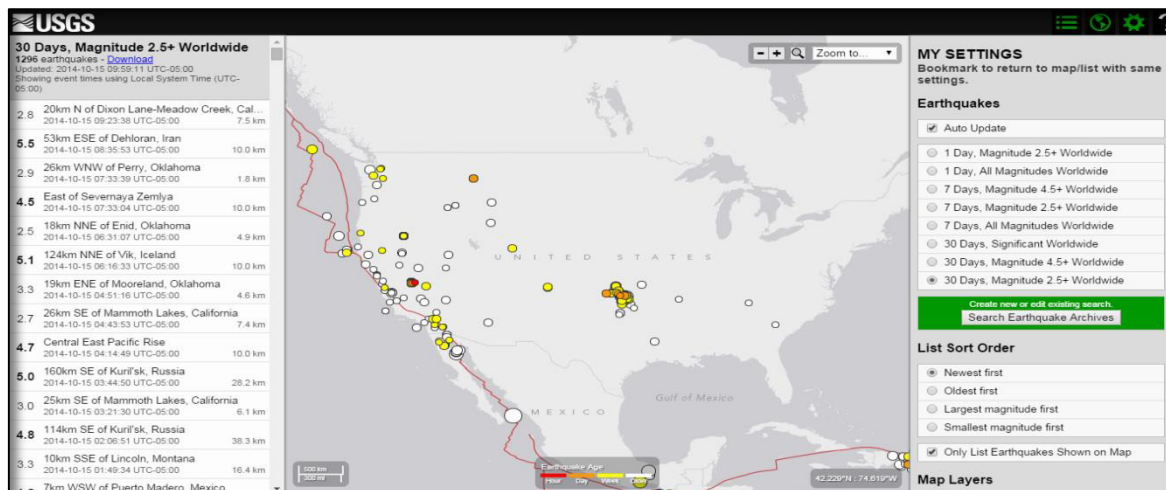


Fig 3.1. Ilustración de la página principal del NEIC-USGS (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>) (Fecha de acceso: 23/10/14).

3.1.2 Adquisición de datos de mecanismo focal

Los datos de mecanismo focal se obtuvieron de la página web del “Global Centroid Moment Tensor” (http://www.globalcmt.org/CMT_search.html). Se descargaron datos de sismos que abarcan los años 1976-2014; y ello fue utilizado para realizar el mapa de mecanismos focales; donde además los sismos son de magnitud mayor a 5.0 Mw.

En la Tabla 3.1 se observa un ejemplo del formato del archivo de mecanismos focales obtenido del “Global Centroid Moment Tensor”.

Lon	Lat	Depth	mrr	mtt	Mpp	mrt	mrp	Mtp	iexp
-75.14	-13.42	85	-1.78	-0.59	2.37	-1.28	1.97	-2.90	24
-79.89	0.79	19	5.88	0.19	-6.07	3.75	-8.54	-1.48	25
-74.26	-11.72	26	0.78	-0.05	-0.73	-0.31	1.41	0.27	26
-74.19	-12.51	41	0.93	0.02	-0.94	-1.32	0.45	2.13	24
-74.52	-7.95	153	3.37	-1.15	-2.22	0.54	-9.21	-2.53	24
-71.08	-10.11	575	-1.61	0.17	1.44	0.19	-0.08	-0.12	25
-77.02	-5.84	130	-6.59	3.28	3.31	1.39	0.18	-4.21	23
-80.99	-2.17	29	1.08	-0.13	-0.95	-0.25	-1.91	0.20	24
-69.56	-19.64	122	-2.34	-0.65	2.99	0.64	-3.13	-1.40	24
-74.22	-9.83	137	-1.26	-0.17	1.43	-0.46	-0.84	0.34	24
-75.03	-10.30	54	2.24	3.65	-5.89	5.57	3.01	7.56	23
-71.61	-15.35	161	-0.20	-0.93	1.13	1.18	-1.47	-0.03	25
-73.56	-16.82	84	1.07	-0.49	-0.58	-0.42	0.21	0.19	24
-69.42	-19.55	118	-2.84	0.96	1.88	0.44	-0.61	-0.61	24
-74.10	-16.78	51	2.32	0.88	-3.19	-0.28	-0.93	1.93	24
-78.62	-10.28	50	4.31	-0.39	-3.91	-3.21	7.01	1.63	24
-71.73	-7.52	628	-3.07	-0.44	3.51	-1.69	3.68	-1.87	24
-75.44	-8.91	44	3.14	0.27	-3.41	-1.29	-2.77	-0.35	24
-72.48	-16.88	34	1.21	-2.33	1.12	-4.72	3.40	0.31	26
-72.38	-17.05	55	0.90	-2.02	1.12	-1.46	1.36	0.41	24

Tabla 3.1. Tabla de datos de mecanismos focales obtenidos del CMT.

3.1.3 Adquisición de señales sísmicas

Los datos de señales sísmicas se obtuvieron de la página web del sistema Wilber III del IRIS (www.iris.edu/wilber3/find_event) (Figura 3.2). Se descargaron las señales sísmicas para el sismo de Yauca-Acarí 2013 (Figura 3.3) y el sismo de Coracora 2014 (Figura 3.4). Se utilizaron señales de campo cercano y campo lejano para una mejor estimación del mecanismo focal, el cual fue obtenido utilizando el software MECSTA.

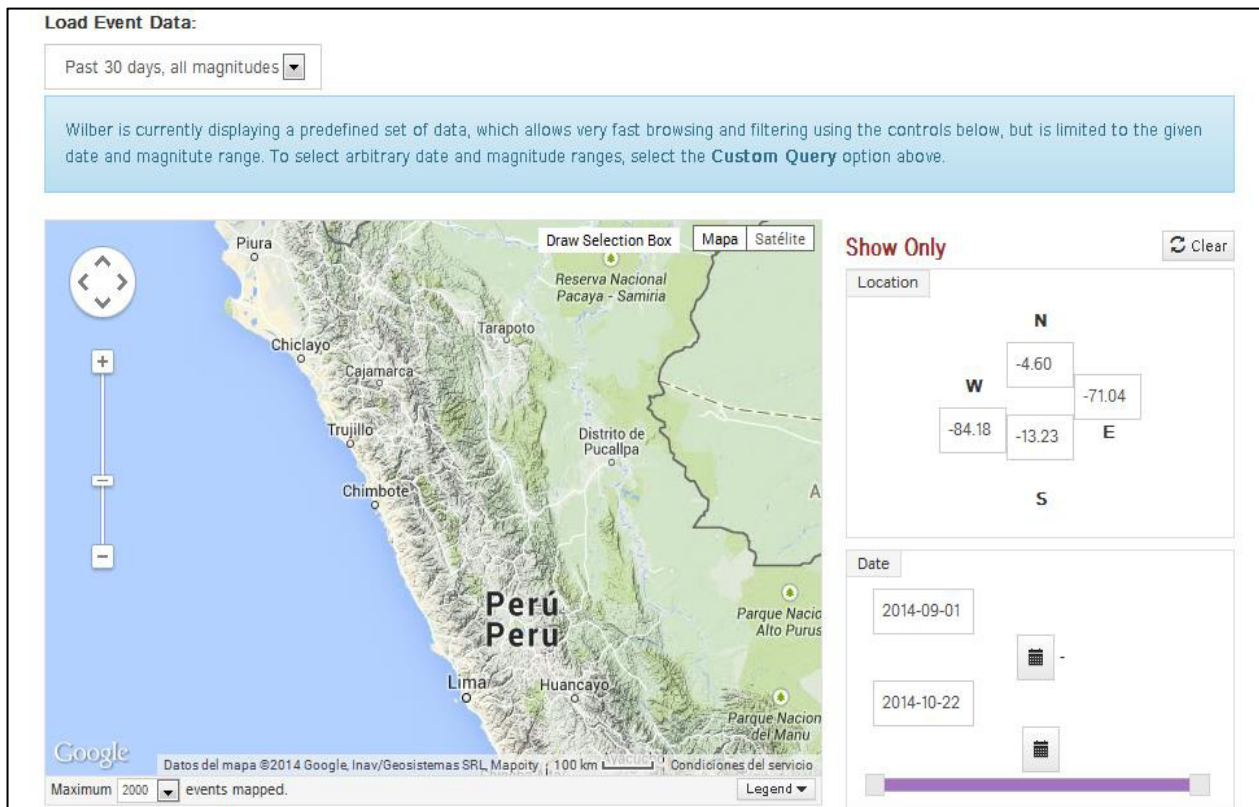


Fig 3.2. Ilustración de la página principal del sistema Wilber III del IRIS (http://www.iris.edu/wilber3/find_event).

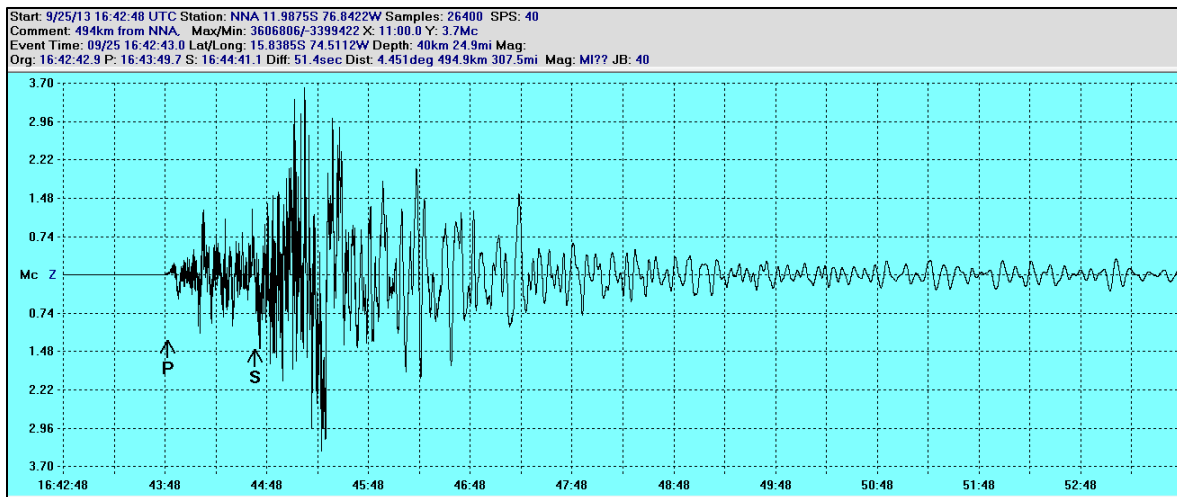


Fig 3.3. Ilustración de la señal sísmica de la estación de Ñaña (NNA) para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/13) (sismograma de componente vertical).

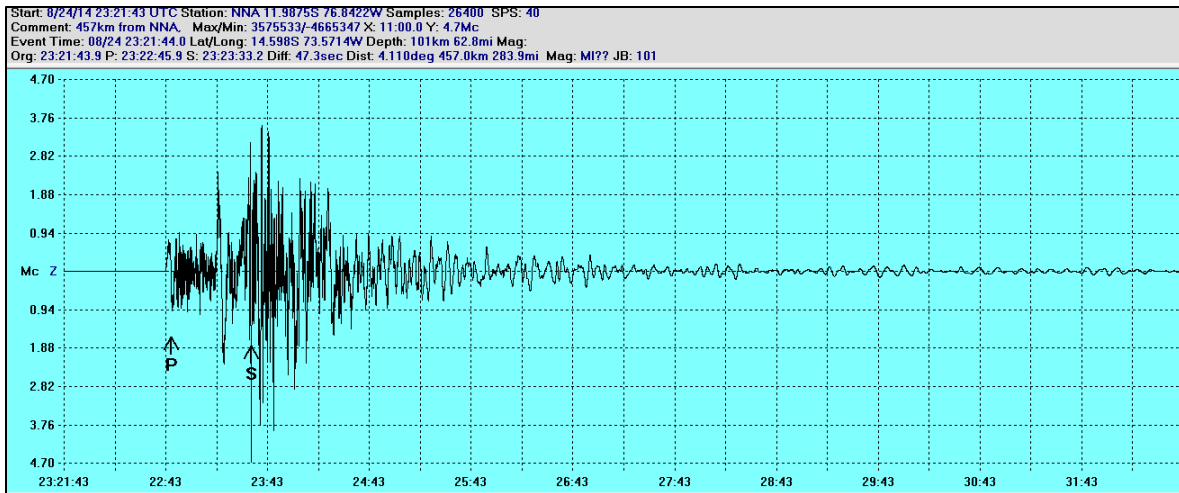


Fig 3.4. Ilustración de la señal sísmica de la estación de Ñaña (NNA) para el sismo de Coracora (24/08/14) (sismograma de componente vertical).

3.2 Software y códigos utilizados

Los softwares utilizados para procesar y visualizar las señales sísmicas fueron el Graftsac y el Winquake, los cuales se describirán a continuación:

➤ Graftsac

Graftsac es un programa usado en el entorno de Matlab (Jiménez, 2007), para el análisis de sismogramas, donde al utilizar los archivos estación.txt y polaridad.txt para los sismos de Yauca-Acarí 2013 y Coracora 2014, este programa da un nuevo archivo con el siguiente formato:

Latitud de la estación sísmica, Longitud de la estación sísmica, Polaridad de la onda P para la estación sísmica.

Este nuevo archivo será usado posteriormente por el software MECSTA, para determinar los parámetros de orientación del plano de ruptura. Graftsac es un programa apropiado para el análisis de señales sísmicas, donde la frecuencia de muestreo es relativamente baja (de 20 Hz a 100 Hz) (Jiménez, 2007). Ver Figura 3.5.

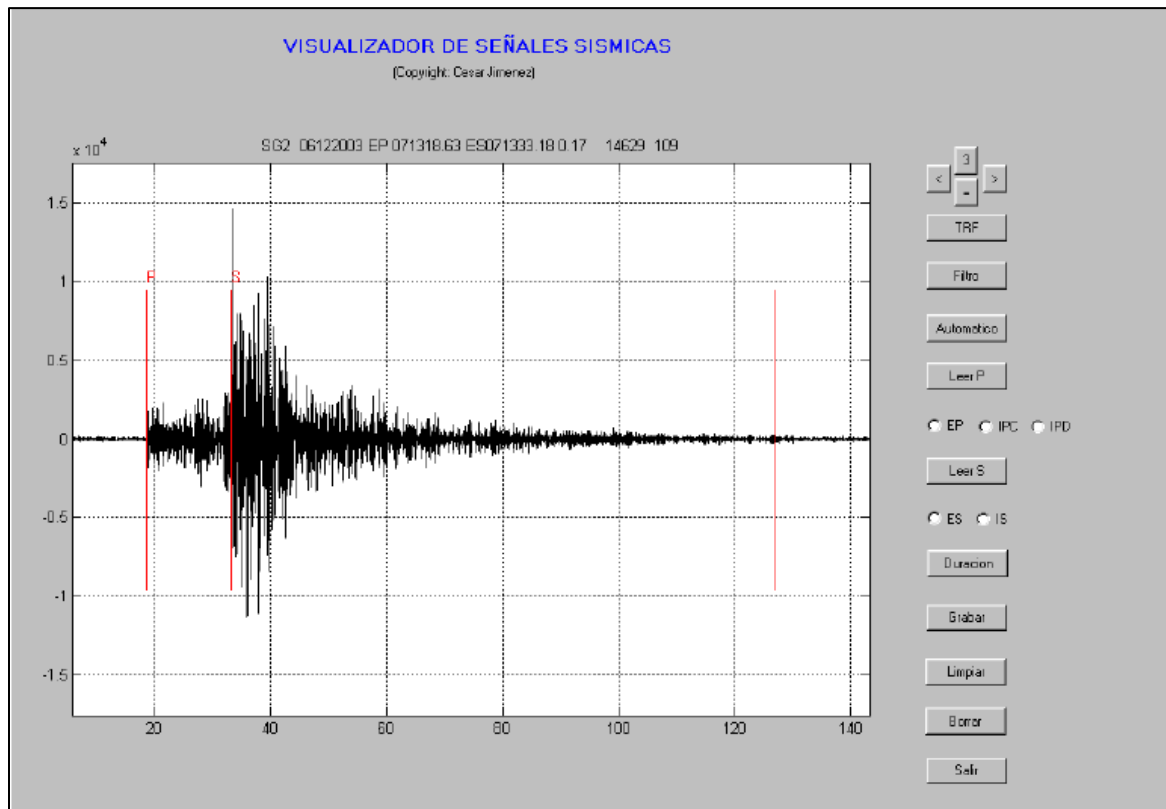


Fig 3.5. Ilustración de una señal sísmica, usando el programa Grafsac, en el entorno de Matlab (Jiménez, 2007).

➤ Winquake

Winquake es un programa utilizado en Windows para el análisis de sismogramas. Analiza datos sísmicos, y puede trabajar con archivos en formato SAC y SEED. Para el desarrollo de la presente tesis se utilizó este programa para realizar las lecturas de los primeros movimientos de la onda P, además se usó para determinar las coordenadas de latitud y longitud de cada estación sísmica, y así poder elaborar el archivo estacion.txt para los sismos de Yauca-Acarí y Coracora.

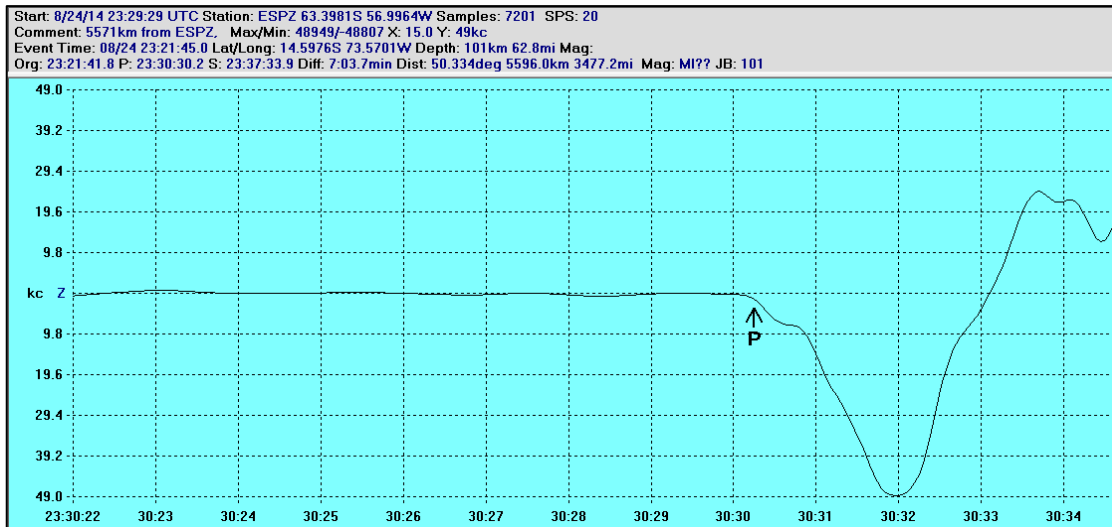


Fig 3.6. Ilustración de la señal sísmica de la estación ESPZ para el sismo de Coracora (24/08/14), usando el programa Winquake.

3.3 Análisis y procesamiento de las señales sísmicas

Para el análisis y procesamiento de las señales sísmicas se utilizó el programa Winquake. Inicialmente usando este programa se realizó la lectura de los primeros movimientos de la onda P, tomando en cuenta la polaridad de esta onda, la cual podría ser positiva si el primer movimiento es hacia arriba (Figura 3.7) o negativa si el primer movimiento es hacia abajo (Figura 3.8). Para ello se utilizaron señales sísmicas de estaciones de campo lejano y señales sísmicas de estaciones de campo cercano, donde se elaboró por separado los archivos estación.txt y polaridad.txt (ver Tabla 3.2, Tabla 3.3, Tabla 3.4, Tabla 3.5, Tabla 3.7 y Tabla 3.8).

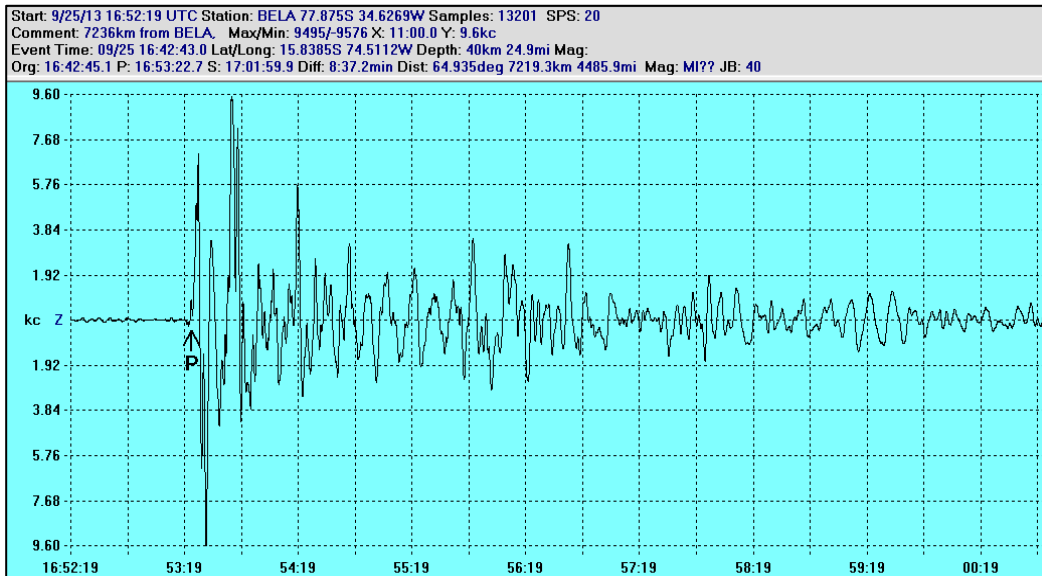


Fig 3.7. Ilustración de la señal sísmica de la estación BELA para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/13), donde el primer movimiento de la onda P es hacia arriba (polaridad positiva).

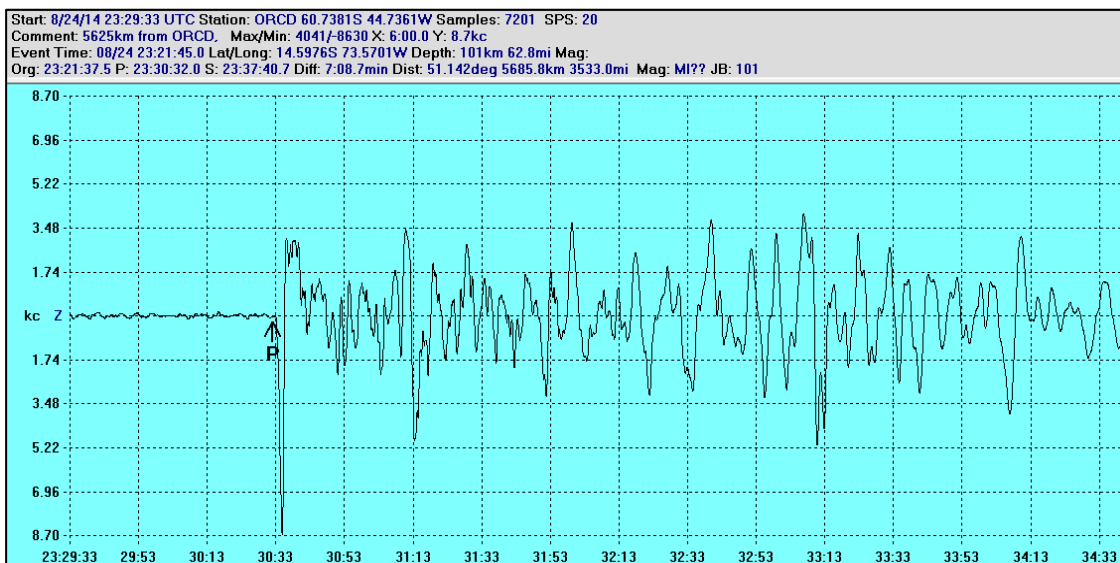


Fig 3.8. Ilustración de la señal sísmica de la estación ORCD para el sismo de Coracora (24/08/14), donde el primer movimiento de la onda P es hacia abajo (polaridad negativa).

➤ **Campo lejano**

Se utilizaron las estaciones sísmicas con distancia epicentral entre 30° - 90° , ya que para distancias menores de 30° hay mucha perturbación debido a las heterogeneidades de la estructura de la corteza y para distancias mayores a 90° las ondas atraviesan al núcleo y se difractan. En este caso se puede trabajar con un modelo global de velocidad, como por ejemplo el modelo de Jeffreys-Bullen (Jiménez, 2014).

➤ **Campo cercano**

Se utilizaron estaciones sísmicas con distancia epicentral entre 0° - 12° , para abarcar mayor cantidad de estaciones. En este caso se requiere un modelo de estructura de velocidades de la región.

A continuación se mostrará el procesamiento de las señales sísmicas para estaciones de campo lejano y campo cercano, así como el formato de los archivos estación.txt y polaridad.txt para cada caso.

3.3.1 Datos de campo lejano

Para los sismos de Yauca-Acarí y Coracora, se utilizaron señales sísmicas de estaciones ubicadas a distancias telesísmicas a distancia epicentral entre 30° y 90° . Los ángulos de incidencia son estimados usando el modelo Jeffreys-Bullen, el modelo PREM o IASPEI. El programa utilizado en este caso fue el AZMTAK.F, el cual se describirá a continuación:

➤ **Programa AZMTAK.F**

Este programa se utiliza para calcular el azimuth y el ángulo de incidencia a partir de las coordenadas de la estación sísmica y de la distancia epicentral. La compilación en Linux es:

```
>> gfortran -o azmtak azmtak.f
```

```
>> ./azmtak
```

El siguiente esquema (Figura 3.10) muestra los archivos de entrada que se requieren para ejecutar este programa, los cuales son polaridad.txt y estación.txt, donde además subspl.for y delaz4.for, son subrutinas del programa.

Luego, para el cálculo del ángulo de incidencia se requieren los archivos ptakof.dat (distancias telesísmicas: 30° a 90°), pntakof.dat (distancia regional: 0° a 18°), pptakof.dat (para ondas pP, con $40^{\circ} < \delta < 92^{\circ}$). Donde la salida es un archivo salida.out (Jiménez, 2014).

El archivo salida.out muestra los ángulos de incidencia, azimuth y polaridad para cada estación sísmica (Ver sección 3.4).

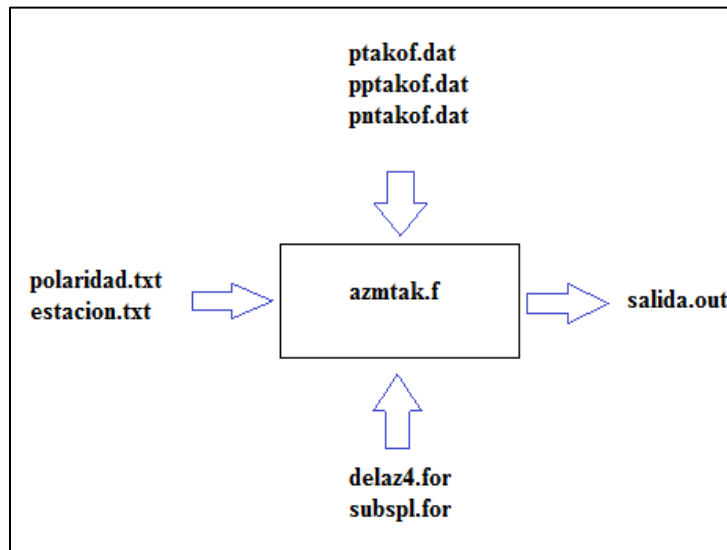


Fig 3.9. Esquema de los archivos de entrada y de salida del programa AZMTAK.F.

El formato del archivo de entrada polaridad.txt debe ser el siguiente:

- 1ra. Línea: Latitud del epicentro, longitud del epicentro, profundidad focal (km), número de datos.
- 2da. Línea: Nombre de la estación, polaridad (1: positivo, -1: negativo, 0.5: emergente positivo, -0.5: emergente negativo).

Por ejemplo, a continuación se muestran el archivo polaridad.txt para el sismo de Yauca-Acarí (Tabla 3.2) y el sismo de Coracora (Tabla 3.3):

-15.84	-74.51	40	58
ORCD	1		
SMAI	1		
G009	1		
BBB	1		
DRLN	1		
FRB	1		
GAC	1		
ICQ	1		
KAPO	1		
KGNO	1		
MNTQ	1		
SADO	1		
SCHQ	1		

ULM	1
VLDQ	1
YKW3	1
ANGG	1
ISOG	1
NRS	1
NUUK	1
IGLA	1
IWEX	1
FDF	1
IVI	1
MPG	1
SNAA	1
CMLA	1
EFI	1
FFC	1
HOPE	1
PFO	1
RPN	1
SACV	1
SHEL	1

Tabla 3.2. Archivo polaridad.txt para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/2013) para datos de campo lejano.

-14.60	-73.57	101	89
DSPA	-1		
ESPZ	-1		
JUBA	-1		
ORCD	-1		
SMAI	-1		
G008	-1		
BBB	-1		
DRLN	-1		
FRB	-1		
GAC	-1		
ICQ	-1		
KAPO	-1		
KGNO	-1		
MNTQ	-1		
SADO	-1		
SCHQ	-1		
ULM	-1		
VLDQ	-1		
YKAW	-1		

YKW3	-1
ANWB	-1
BBGH	-1
GRTK	-1
GTBY	-1
MTDJ	-1
SDDR	-1
TGUH	-1
ANGG	-1
DY2G	-1
ICES	-1
ISOG	-1
NRS	-1
FDF	-1
IVI	-1

Tabla 3.3. Archivo polaridad.txt para el sismo de Coracora (24/08/2014) para datos de campo lejano.

El formato del archivo de entrada estación.txt debe ser el siguiente:

1ra. Línea: Comentario.

2da. Línea: Nombre de la estación, latitud de la estación, longitud de la estación, profundidad focal.

A continuación se muestran el archivo estación.txt para el sismo de Yauca-Acarí (Tabla 3.4) y el sismo de Coracora (Tabla 3.5).

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)
ORCD	-60.738	-44.736	20.0
SMAI	-68.130	-67.106	9.0
G009	-51.271	-72.338	268.0
BBB	52.185	-128.113	14.0
DRLN	49.256	-57.504	238.0
FRB	63.747	-68.545	25.0
GAC	45.703	-75.478	62.0
ICQ	49.522	-67.272	58.0
KAPO	49.450	-82.508	210.0
KGNO	44.227	-76.493	89.0
MNTQ	45.500	-73.623	112.0
SADO	44.769	-79.142	243.0
SCHQ	54.832	-66.833	497.5
ULM	50.250	-95.875	250.9
VLDQ	48.190	-77.757	93.0

YKW3	62.562	-114.610	170.3
ANGG	65.616	-37.637	9.0
ISOG	65.548	-38.976	12.0
NRS	61.160	-45.419	80.0
NUUK	64.184	-51.668	110.0
IGLA	53.419	-9.375	31.0
IWEX	52.374	-6.774	180.0
FDF	14.735	-61.143	467.0
IVI	61.206	-48.171	15.0
KIP	21.420	-158.011	77.0
MPG	5.110	-52.644	147.0
SNAA	-71.671	-2.838	846.0
CMLA	37.764	-25.524	429.0
EFI	-51.675	-58.064	110.0

Tabla 3.4. Archivo estación.txt para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/13) para datos de campo lejano.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)
DSPA	-53.954	-68.267	151.0
ESPZ	-63.398	-56.996	31.0
JUBA	-62.237	-58.663	16.0
ORCD	-60.738	-44.736	20.0
SMAI	-68.130	-67.106	9.0
G008	-48.465	-72.557	1000.0
BBB	52.185	-128.113	14.0
DRLN	49.256	-57.504	238.0
FRB	63.747	-68.545	25.0
GAC	45.703	-75.478	62.0
ICQ	49.522	-67.272	58.0
KAPO	49.450	-82.508	210.0
KGNO	44.227	-76.493	89.0
MNTQ	45.500	-73.623	112.0
SADO	44.769	-79.142	243.0
SCHQ	54.832	-66.833	497.5
ULM	50.250	-95.875	250.9
VLDQ	48.190	-77.757	93.0
YKAW	62.135	-114.151	198.2
YKW3	62.562	-114.610	170.3
ANWB	17.669	-61.786	39.0
BBGH	13.143	-59.559	180.0
GRTK	21.511	-71.133	12.0
GTBY	19.927	-75.111	79.2
MTDJ	18.226	-77.535	925.0
SDDR	18.982	-71.288	589.0
TGUH	14.057	-87.273	1151.0

ANGG	65.616	-37.637	9.0
DY2G	66.480	-46.309	2132.0

Tabla 3.5. Archivo estación.txt para el sismo de Coracora (24/08/2014) para datos de campo lejano.

3.3.2 Datos de campo cercano

Para distancias regionales (menor a 500 km) fue necesario utilizar un modelo de velocidades sísmicas. El modelo de velocidades sísmicas utilizado es el del IGP para la región sur del Perú. Ver Tabla 3.6.

Espesor (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0-2.0	4.5	2.54
2-5	5.5	3.11
5-15	5.9	3.33
15-25	6.1	3.45
25-35	6.5	3.67
35-50	6.8	3.84
>50	7.7	4.35

Tabla 3.6: Modelo de velocidades sísmicas de la Región Sur del Perú (según el IGP).

Para el sismo de Coracora 2014 se utilizaron estaciones sísmicas de campo cercano, y el archivo de polaridad.txt y estación.txt, se elaboraron por separado, como se observa en la Tabla 3.7 y Tabla 3.8. En este caso se usaron 10 estaciones sísmicas.

Estación	Polaridad
G001	1
G002	-1
AC01	-1
AP01	1
TA01	-1
TA02	-1
LPAZ	1
NNA	-1
LVC	-1
SAML	-1

Tabla 3.7. Archivo polaridad.txt para el sismo de Coracora (24/08/2014) para datos de campo cercano.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)
G001	-19.669	-69.194	3809.0
G002	-25.163	-69.590	2556.0
AC01	-26.148	-70.599	346.0
AP01	-18.371	-70.342	21.0
TA01	-20.566	-70.181	616.0
TA02	-20.270	-70.131	86.0
LPAZ	-16.288	-68.131	4717.0
NNA	-11.988	-76.842	575.0
LVC	-22.613	-68.911	2930.0
SAML	-8.949	-63.183	9.0

Tabla 3.8. Archivo estación.txt para el sismo de Coracora (24/08/14) para datos de campo cercano.

3.4 Software Mecsta

El software Mecsta calcula la orientación del plano de ruptura para una fuente puntual del modelo de doble par de fuerzas, usando la polaridad del primer movimiento de la onda P. El programa debe ser usado para un evento simple o para una solución conjunta de varios eventos. El modelo numérico basado en el algoritmo estima la función de máxima verosimilitud (conocida también como EMV, es un método habitual para ajustar un modelo y encontrar sus parámetros) de los datos observados y teóricos. La orientación del plano de ruptura está dado por el ángulo azimutal, buzamiento y dislocación de ambos planos nodales, la orientación de los ejes P y T, los errores de estos parámetros y el score (número de observaciones correctas entre el total de observaciones) (Brillinger et al.,1980; Udías y Buforn,1988).

Para correr el programa primero se necesita estimar el azimut y el ángulo de incidencia de los rayos sísmicos que arriban a cada estación, los cuales son calculados en el archivo salida.out usando el programa AZMTAK.F (Tabla 3.9). Si los datos están en formato SAC, el azimut y la distancia epicentral pueden ser obtenidas de la cabecera, utilizando el programa Graftsac (Jiménez, 2014).

DSPA	175.07	37.21	-1.0
ESPZ	170.36	33.80	-1.0
JUBA	170.78	34.37	-1.0
ORCD	162.14	33.60	-1.0
SMAI	177.00	32.40	-1.0
G008	178.79	38.95	-1.0
BBB	329.52	22.31	-1.0
DRLN	11.53	28.04	-1.0

FRB	2.28	23.62	-1.0
GAC	358.46	30.02	-1.0
ICQ	4.56	28.46	-1.0
KAPO	353.54	28.39	-1.0
KGNO	357.54	30.57	-1.0
MNTQ	359.96	30.11	-1.0
SADO	355.39	30.31	-1.0
SCHQ	4.16	26.44	-1.0
ULM	344.70	27.12	-1.0
VLDQ	356.85	29.02	-1.0
YKAW	342.06	21.89	-1.0
YKW3	342.17	21.77	-1.0
ANWB	20.32	38.82	-1.0
BBGH	27.38	40.19	-1.0
GRTK	3.87	38.19	-1.0
GTBY	357.43	38.73	-1.0
MTDJ	353.04	39.31	-1.0
SDDR	3.92	39.08	-1.0
TGUH	333.92	39.88	-1.0
ANGG	14.17	21.50	-1.0
DY2G	10.67	21.77	-1.0
ICES	11.58	20.69	-1.0
ISOG	13.75	21.60	-1.0
NRS	13.49	23.42	-1.0
FDF	23.39	39.84	-1.0
IVI	12.25	23.61	-1.0
MBO	65.27	28.88	-1.0
PPTF	255.87	25.33	1.0
TAM	65.31	21.05	-1.0
TAOE	266.87	27.99	-1.0
UNM	322.49	36.36	-1.0
DYA	36.85	20.20	-1.0

Tabla 3.9. Archivo salida.out del programa AZMTAK.F para el sismo de Coracora (24/08/2014).

3.4.1 Orientación preliminar

Se puede utilizar el valor promedio del mecanismo focal del CMT como dato preliminar. Para hallar el co-plunge y trend de los ejes de tensión y presión T y P en función del mecanismo focal (strike, dip, rake), se debe ejecutar el programa GET_PT.F, en Linux de la siguiente manera:

```
>> gfortran get_pt.f - o get_pt
```

```
>> ./get_pt <Enter>
```

Por ejemplo para el sismo de Yauca-Acarí se obtuvo:

Strike1=307	TT = 14.46	PT = 54.21
Dip1=31	TP = 75.88	PP = 221.37
Rake1 =84		

3.4.2 Modelo MECSTA

Para correr el software Mecsta el archivo de entrada de dicho modelo es el archivo de salida del programa azmtak.f pero modificado. Se debe añadir 2 líneas en la parte superior y dos líneas en la parte inferior (Jiménez, 2014). Por ejemplo para el sismo de Coracora 2014 el archivo de entrada se muestra en la Tabla 3.10.

1				
CORA	89			
DSPA	175.07	37.21	-1.0	
ESPZ	170.36	33.80	-1.0	
JUBA	170.78	34.37	-1.0	
ORCD	162.14	33.60	-1.0	
SMAI	177.00	32.40	-1.0	
G008	178.79	38.95	-1.0	
BBB	329.52	22.31	-1.0	
DRLN	11.53	28.04	-1.0	
FRB	2.28	23.62	-1.0	
GAC	358.46	30.02	-1.0	
ICQ	4.56	28.46	-1.0	
KAPO	353.54	28.39	-1.0	
KGNO	357.54	30.57	-1.0	
AP01	320.88	83.79	1.0	
TA01	331.91	85.70	-1.0	
TA02	330.28	85.53	-1.0	
LPAZ	288.45	84.60	1.0	
NNA	128.79	82.46	-1.0	
LVC	331.70	86.89	-1.0	
SAML	242.23	87.60	-1.0	
88.65	272.65	14.88	7.74	0.
1				

Tabla 3.10. Archivo salida.out del programa AZMTAK.F modificado para el sismo de Coracora (24/08/2014).

El formato es el siguiente:

1ra. Línea: Número de eventos.

2da. Línea: Nombre de referencia del evento, número de estaciones.

Línea 3- 91: Código de la estación, azimut, ángulo de incidencia, polaridad.

Línea 92: Orientación preliminar del eje T (TT, PT) y eje P (TP,PP) y el parámetro 0 para evento simple.

Línea 93: Peso de cada evento, en este caso 1 por ser un evento simple.

Luego el archivo de salida del programa Mecsta da la orientación del plano de ruptura y del plano auxiliar, también da la orientación de los ejes PTZ y XYZ, el score y el error de los parámetros obtenidos. Finalmente la solución es graficada, usando el software Generic Mapping Tools. Por ejemplo en la Figura 3.10, se puede observar el archivo de salida del programa Mecsta para el sismo de Coracora.

```

0 FINAL ORIENTATION OF X Y Z T P AXES AND STANDARD ERRORS

THX      45.823  PHX      288.652
THY      48.650  PHY      77.427
THZ      73.794  PHZ      182.247
THP      16.276  PHP      7.710
THT      88.532  PHT      272.674

ORIENTATION OF PLANES A (NORMAL TO X) AND B (NORMAL TO Y)

PLANE A - STRIKE      18.65 DIP      45.82 SLIP      -67.10
PLANE B - STRIKE      167.43 DIP      48.65 SLIP      -111.83

0 AXES PLOT FOR X Y Z P T
  88.5320  272.6741  16.2762  7.7096
0 STANDARD ERRORS OF AXES

THT      7.758  PHT      14.668
THP      10.381  PHP      22.683
THX      7.823  PHX      18.512
THY      8.118  PHY      14.593

STANDARD ERRORS OF PLANES

PLANE A- STRIKE 18.512      DIP 7.8232      SLIP 37.343
PLANE B- STRIKE 14.593      DIP 8.1180      SLIP 35.559

OVERALL CORRECT 82. TOTAL 89. SCORE 0.9213 EXPECTED CORRECT 79.936 Z-VALUE 0.76934
AMPLITUDE WITH OBSERVED PROPORTION PLUS
    
```

Fig 3.10. Ilustración del archivo salida.dat del programa Mecsta para el sismo de Coracora (24/08/2014), donde se aprecia un score de 0.92, lo cual está dentro de un rango aceptable.

CAPÍTULO IV

Resultados y Discusión

4.1 Cálculo del mecanismo focal

Para realizar el cálculo del mecanismo focal se utilizó el software MECSTA (Udías y Buforn, 1988), a partir del cual se obtuvo los parámetros de orientación del plano de ruptura (azimut, buzamiento y ángulo de dislocación) así como el porcentaje de aciertos o score de la solución (número de aciertos/número total de estaciones).

Para el sismo de Yauca-Acarí 2013 los parámetros de orientación de ambos planos nodales y el score de la solución obtenidos, se pueden apreciar en la Figura 4.1.

ORIENTATION OF PLANES A (NORMAL TO X) AND B (NORMAL TO Y)							
PLANE A - STRIKE	311.83	DIP	43.26	SLIP	90.58		
PLANE B - STRIKE	132.62	DIP	46.74	SLIP	89.46		
OVERALL CORRECT	58.	TOTAL	58.	SCORE	1.0000	EXPECTED CORRECT	57.999
AMPLITUDE WITH OBSERVED PROPORTION PLUS						Z-VALUE	0.03564

Fig 4.1. Ilustración del archivo obtenido del software Mecsta para el sismo de Yauca-Acarí (25/09/2013).

Análogamente para el sismo de Coracora los parámetros de orientación de ambos planos nodales y el score de la solución obtenidos por el programa Mecsta se pueden apreciar en la Figura 4.2.

ORIENTATION OF PLANES A (NORMAL TO X) AND B (NORMAL TO Y)							
PLANE A - STRIKE	18.65	DIP	45.82	SLIP	-67.10		
PLANE B - STRIKE	167.43	DIP	48.65	SLIP	-111.83		
OVERALL CORRECT	82.	TOTAL	89.	SCORE	0.9213	EXPECTED CORRECT	79.936
AMPLITUDE WITH OBSERVED PROPORTION PLUS						Z-VALUE	0.76934

Fig 4.2. Ilustración del archivo obtenido del software Mecsta para el sismo de Coracora (24/08/2014).

Una vez obtenido dichos parámetros se utilizó el programa angulo.f (ver Anexo A), el cual transforma los ángulos azimutal y de incidencia de cada estación a las coordenadas necesarias para ubicarlos en el diagrama focal (proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal sobre un plano 2D). La entrada del programa se llama archivo.mec. El programa angulo.f utiliza las siguientes ecuaciones para la transformación de coordenadas:

$$r = \sqrt{2} * \sin\left(\frac{i_h}{2.0}\right) \quad (4.1)$$

$$x = r * \sin(\text{az}) \quad (4.2)$$

$$y = r * \cos(\text{az}) \quad (4.3)$$

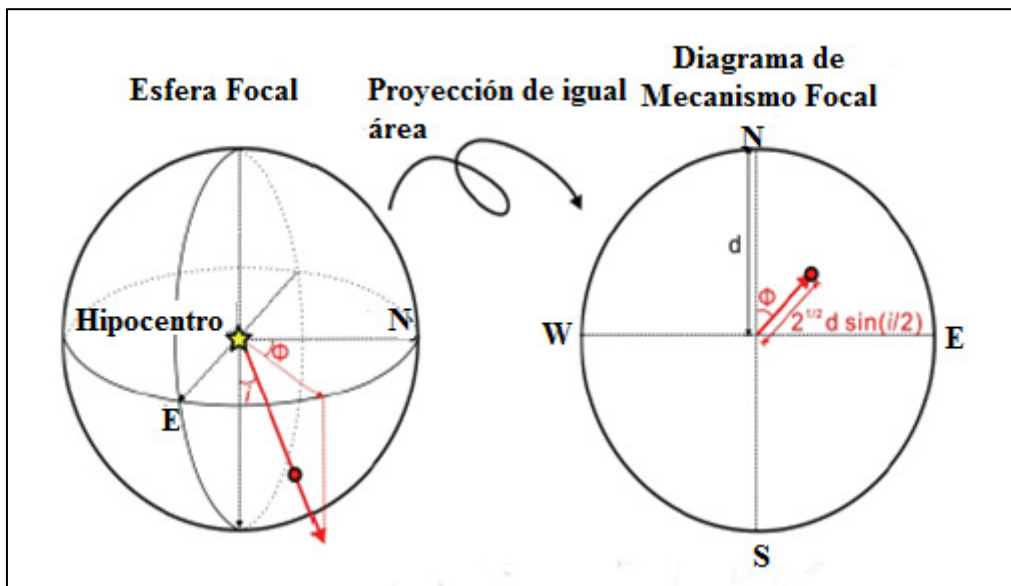


Fig 4.3. Ilustración del parámetro azimut (Φ), ángulo de incidencia (i_h) y el radio $r = \sqrt{2} * \sin\left(\frac{i_h}{2.0}\right)$ en el diagrama de mecanismo focal, mediante la proyección estereográfica de igual área (Yagi, 2010).

Luego se compila el programa angulo.f en una ventana de terminal en Linux, de la siguiente manera:

```
$ gfortran -o angulo angulo.f
```

```
$ ./angulo
```

Al realizar esto se obtiene el archivo angulo.dat, el cual es utilizado posteriormente para realizar el gráfico correspondiente del mecanismo focal.

X	Y	Polaridad
0.48	-1.43	1.00
0.09	-1.46	1.00
0.07	-1.69	1.00
-0.50	0.86	1.00
0.26	1.20	1.00
0.05	1.04	1.00
-0.02	1.32	1.00
0.11	1.24	1.00
-0.12	1.24	1.00
-0.04	1.34	1.00
0.02	1.32	1.00
-0.09	1.33	1.00
0.10	1.16	1.00
-0.30	1.16	1.00
-0.05	1.27	1.00
-0.29	0.92	1.00
0.24	0.91	1.00
0.23	0.92	1.00
0.25	1.00	1.00
0.17	0.98	1.00
0.49	0.76	1.00
0.51	0.74	1.00
0.71	1.57	1.00
0.23	1.01	1.00
1.32	1.20	1.00
0.38	-1.12	1.00
0.74	0.90	1.00
0.47	-1.59	1.00
-0.31	1.07	1.00
0.74	-1.34	1.00
-0.80	1.00	1.00
-1.55	-0.72	1.00
1.19	0.65	1.00
1.22	-0.23	1.00
0.79	-0.50	1.00
-0.69	1.17	1.00
0.29	1.49	1.00
-0.38	1.35	1.00
-0.62	0.92	1.00
-0.24	1.56	1.00
-0.62	1.37	1.00
0.06	1.37	1.00
0.91	0.71	1.00
0.69	0.65	1.00
0.15	-1.50	1.00
-0.00	-1.11	1.00
1.62	0.30	1.00
-0.49	1.15	1.00
0.15	0.95	1.00
0.41	1.65	1.00
-0.08	1.39	1.00
-0.60	1.54	1.00

-0.79	1.10	1.00
-0.28	1.39	1.00
-0.34	1.41	1.00
0.71	0.68	1.00
0.74	0.68	1.00
0.84	0.76	1.00

Tabla 4.1: Datos del archivo angulo.dat para el sismo de Yauca 2013.

X	Y	Polaridad
0.16	-1.80	-1.00
0.28	-1.62	-1.00
0.27	-1.65	-1.00
0.50	-1.56	-1.00
0.08	-1.58	-1.00
0.04	-1.89	-1.00
-0.56	0.94	-1.00
0.27	1.34	-1.00
0.05	1.16	-1.00
-0.04	1.46	-1.00
0.11	1.39	-1.00
-0.16	1.38	-1.00
-0.06	1.49	-1.00
-0.00	1.47	-1.00
-0.12	1.47	-1.00
0.09	1.29	-1.00
-0.35	1.28	-1.00
-0.08	1.42	-1.00
-0.33	1.02	-1.00
-0.33	1.02	-1.00
0.65	1.76	-1.00
0.89	1.73	-1.00
0.12	1.85	-1.00
-0.08	1.87	-1.00
-0.23	1.89	-1.00
0.13	1.89	-1.00
-0.85	1.73	-1.00
0.26	1.02	-1.00
0.20	1.05	-1.00
0.20	1.00	-1.00
0.25	1.03	-1.00
0.27	1.12	-1.00
0.77	1.77	-1.00
0.25	1.13	-1.00
1.28	0.59	-1.00
-1.20	-0.30	-1.00
0.94	0.43	-1.00
-1.37	-0.07	-1.00
-1.07	1.40	-1.00
0.59	0.79	-1.00
0.59	0.80	-1.00
0.61	0.77	-1.00

0.55	0.82	-1.00
1.50	-0.01	-1.00
0.34	0.94	-1.00
0.82	1.01	-1.00
0.48	-1.75	-1.00
0.78	-1.47	-1.00
-0.90	1.09	-1.00
1.33	0.72	-1.00
1.34	-0.26	-1.00
0.87	-0.55	-1.00
-0.90	1.09	-1.00
-0.78	1.27	-1.00
0.30	1.67	-1.00
-0.46	1.49	-1.00
-0.69	1.00	-1.00
-0.31	1.72	-1.00
-0.72	1.50	-1.00
0.05	1.52	-1.00
1.02	0.79	-1.00
0.77	0.73	-1.00
0.15	-1.63	-1.00
-0.94	0.36	-1.00
-1.47	-0.55	-1.00
-0.00	-1.19	-1.00
1.80	0.30	-1.00
-0.56	1.26	-1.00
0.17	1.06	-1.00
-1.11	1.16	-1.00
-0.11	1.55	-1.00
-0.72	1.69	-1.00
0.97	-0.33	-1.00
-0.89	1.19	-1.00
-0.34	1.54	-1.00
-1.05	0.06	-1.00
0.83	0.77	-1.00
0.93	0.85	-1.00
0.79	1.06	-1.00
-2.42	2.98	-1.00
-1.27	3.70	-1.00
-0.89	3.81	-1.00
-2.38	2.93	-1.00
-1.81	3.39	-1.00
-1.90	3.34	-1.00
-3.61	1.20	-1.00
2.91	-2.34	-1.00
-1.84	3.43	-1.00
-3.46	-1.82	-1.00

Tabla 4.2: Datos del archivo angulo.dat para el sismo de Coracora 2014.

4.2 Diagrama del mecanismo focal

La gráfica del mecanismo focal se realizó utilizando el programa Generic Mapping Tools (GMT).

Para ello se elaboró el script `cmt_single.csh` (ver Anexo A) donde se editaron los valores de los parámetros (strike, dip, slip) obtenidos en el programa Mecsta. También se utilizaron los datos del archivo `angulo.dat`, para obtener como resultado la posición de las estaciones en el diagrama focal.

➤ Sismo de Yauca-Acarí

Para este sismo se utilizaron 58 estaciones sísmicas de campo lejano. La mayoría de las lecturas de las polaridades obtenidas fueron positivas, obteniéndose durante el procesamiento de las señales un porcentaje de aciertos de 1.00 como se observa en la Figura 4.4.

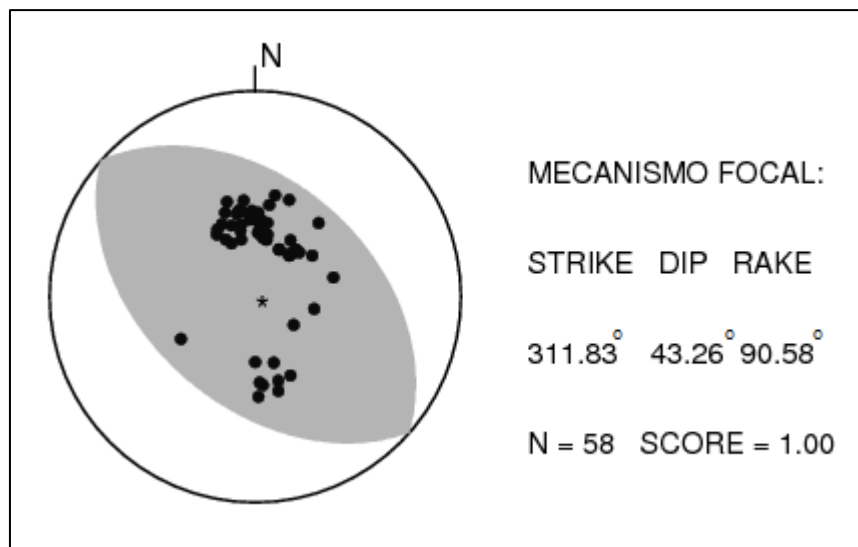


Fig 4.4. Ilustración del mecanismo focal del sismo de Yauca-Acarí (25/09/2013), donde se muestran los parámetros de la orientación del plano de ruptura. Se observa que la orientación de los planos nodales no está bien controlado puesto que la proyección de las estaciones se ubican en un solo cuadrante, esto se debe a la falta de una buena cobertura geométrica de las estaciones.

➤ Sismo de Coracora

Para este sismo se utilizaron 89 estaciones sísmicas, 79 estaciones de campo lejano y 10 estaciones de campo cercano. La mayoría de las lecturas de las polaridades obtenidas fueron negativas, obteniéndose durante el procesamiento de las señales un score de 0.92 como se observa en la Figura 4.5.

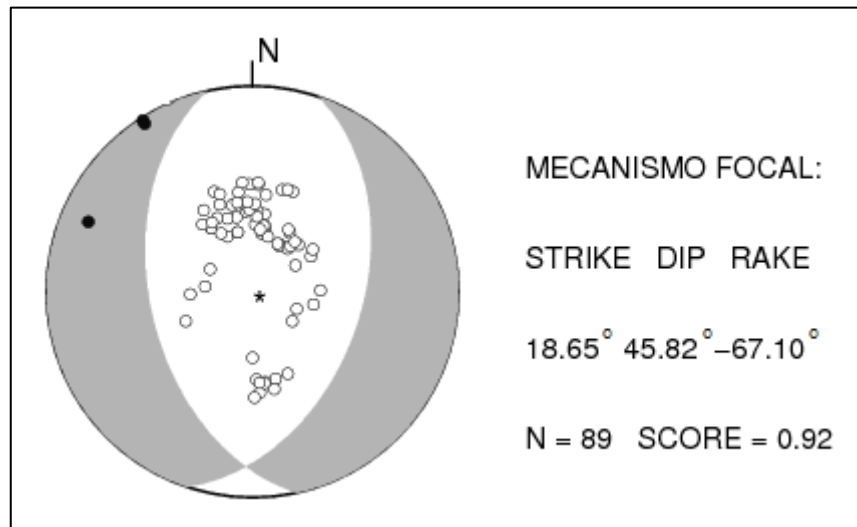


Fig 4.5. Ilustración del mecanismo focal del sismo de Coracora (24/08/2014), donde se muestran los parámetros de la orientación del plano de ruptura.

4.3 Discusión e Interpretación

De los resultados obtenidos sobre los mecanismos focales para el sismo de Yauca y Coracora, se interpreta lo siguiente:

➤ Sismo de Yauca-Acarí

Los parámetros de referencia azimut, buzamiento y ángulo de dislocación según el CMT para el sismo de Yauca 2013 son 307°, 31°, 84°. Mientras que los resultados obtenidos son: 311.83°, 43.26°, 90.58°. Se observa que los valores son bastante cercanos, estando dentro de un margen de error aceptable.

Por otro lado la orientación preliminar para la fuente del sismo de Yauca-Acarí fue obtenida haciendo uso de información correspondiente a los primeros impulsos de la onda P registrados por estaciones telesísmicas a nivel mundial. Según la solución obtenida (Figura 4.4), el sismo de Yauca-Acarí presenta un mecanismo focal de tipo inverso con planos orientados en dirección NO-SE y eje de compresión (P) próximo a la horizontal.

El mecanismo de la fuente indica el desarrollo de un proceso de ruptura por compresión, coherente con el tipo de deformación que se produce en la interfase de las placas de Nazca y Sudamericana. La solución para el mecanismo focal, presenta sus planos nodales con orientación NO-SE siguiendo la tendencia de la línea de costa y Cordillera Andina. Esta solución es similar a la propuesta por el NEIC (USGS) a partir del método de inversión tensor momento.

➤ Sismo de Coracora

Los parámetros de referencia azimut, buzamiento y ángulo de dislocación según el CMT (Centroid Moment Tensor) para el sismo de Coracora 2014 son 349° , 48° , -110° . Mientras que los resultados obtenidos son: 378.65° , 45.82° , -67.10° . Se aprecia que los valores son bastante cercanos, estando dentro de un margen de error aceptable.

La orientación preliminar para la fuente del sismo de Coracora se observa en la Figura 4.5 y corresponde a un mecanismo de ruptura de tipo normal; es decir, similar al patrón de deformación regional con origen en el proceso de convergencia de placas.

El mecanismo de la fuente indica el desarrollo de un proceso de ruptura por extensión, coherente con el tipo de deformación que se produce en el interior de la placa oceánica por debajo del continente.

Los parámetros de la fuente para el sismo de Coracora fueron estimados a partir de las lecturas de las polaridades de la onda P, registrada por la estaciones sísmicas seleccionadas.

4.4 Comparación de resultados

A continuación se muestra la Tabla 4.3, donde se compara los datos obtenidos por el Global Centroid Moment Tensor (CMT) con los datos obtenidos en esta tesis, para el sismo de Yauca-Acarí 2013 y el sismo de Coracora 2014.

Sismo de Yauca-Acarí 2013

	Presente Trabajo	CMT
Azimut (strike)	311.8°	307°
Buzamiento (dip)	31°	43.3°
Dislocación (rake)	84°	90.6°

Tabla 4.3. Parámetros focales del CMT y del presente trabajo para el sismo de Yauca-Acarí 2013.

Sismo de Coracora 2014

	Presente Trabajo	CMT
Azimut (strike)	378.7°	349°
Buzamiento (dip)	45.8°	48°
Dislocación (rake)	-67.1°	-110°

Tabla 4.4. Parámetros focales del CMT y del presente trabajo para el sismo de Coracora 2014.

CAPÍTULO V

Conclusiones y Recomendaciones

5.1 Conclusiones

- Según los resultados obtenidos en la presente tesis, el mecanismo focal para el sismo de Yauca 2013 es un mecanismo asociado a una falla inversa, la cual no tiene un buen control de los planos, debido a la falta de una buena cobertura geométrica de las estaciones. Este tipo de mecanismo focal es producido debido a fuerzas que comprimen la corteza terrestre, donde solo tres de los cuatro cuadrantes que normalmente hay se puede observar en el diagrama de la solución del mecanismo focal, siendo el centro del diagrama del mecanismo focal de color oscuro, debido a que la mayoría de polaridades de la onda P obtenidas fueron positivas.
- Este sismo del 25 de septiembre del 2013 tuvo su origen en la convergencia existente entre las placas de Nazca y Sudamericana dentro del proceso de subducción, que se refiere al proceso de interacción entre ambas placas. Se observó además que el epicentro y la serie de réplicas se encuentran entre las áreas de ruptura de los sismos de Nazca-1996 y Arequipa-2001, la misma que no experimenta una ruptura importante desde el año 1913. De ello, se concluye que el sismo de Yauca-Acarí, por su magnitud, área de réplicas y radio de ruptura no habría liberado el total de la energía acumulada en esta área, desde el año 1913.
- El resultado obtenido en la presente tesis para el sismo de Coracora 2014, da un mecanismo focal asociado a una falla normal, la cual es producida por fuerzas de tensión, donde solo tres de los cuatro cuadrantes que normalmente hay se puede observar en el diagrama de la solución del mecanismo focal, siendo el centro del diagrama del mecanismo focal de color blanco, y corresponde a una falla normal por lo que la mayoría de polaridades de la onda P obtenidas fueron negativas.
- El sismo del 24 de agosto de 2014 presentó una magnitud moderada de 6.8 Mw y su epicentro fue localizado a 35 km al Norte de la localidad de Coracora. Se sabe según el IGP que el radio de percepción fue de 300 km en torno a la localidad de Coracora, en donde se evaluó intensidades máximas de VI (MM). Este sismo además presentó su foco a una profundidad de 108 km y tuvo su origen en los procesos de deformación interna de la placa de Nazca por debajo de la cordillera

andina. Estos procesos son de tipo extensional y tienen relación con las fuerzas que movilizan la placa en dirección Este a niveles de profundidad del orden de 100-130 km.

5.2 Recomendaciones

- Existen muchos métodos diferentes de calcular el mecanismo focal, uno de ellos es el método de primeras polaridades de las ondas P, el cual se ha utilizado en la presente tesis. Sin embargo, en cualquier método, para poder conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de estructura de la corteza supuesto y con las dimensiones del foco.
- Se recomienda que al realizar las lecturas de las polaridades del primer impulso de la onda P, se tome en cuenta la mayor precisión posible, para así poder elaborar un correcto archivo de polaridad para el sismo correspondiente.
- Para saber si los resultados obtenidos (parámetros de azimut, buzamiento y ángulo de dislocación del plano de ruptura) son correctos; es necesario tener parámetros de referencia. Una fuente confiable que se recomienda son los datos de la página web del Centroid Moment Tensor (CMT), donde se encuentra información importante para la mayoría de los sismos ocurridos en diversas partes del mundo.
- Para realizar la lectura de las polaridades del primer impulso de la ondas P, se recomienda el programa GRAFSAC (Jiménez, 2007), puesto que proporciona en forma automática las polaridades (polaridad.txt) y la ubicación de las estaciones (estacion.txt). En caso de no disponer de este programa, se recomienda el uso del programa SAC, el cual es un programa interactivo, diseñado para el estudio de señales secuenciales, en particular datos de series de tiempo, usado frecuentemente en sismología, para algunas aplicaciones de filtrado, interpolación, y decimación de señales sísmicas.
- Se recomienda obtener una caracterización precisa del mecanismo focal de un terremoto, ya que ello proporciona información muy importante para los sismólogos y geólogos estructurales, que trabajan en estructuras activas; se obtiene información sobre el epicentro, profundidad del foco, la magnitud (una medida de la energía sísmica radiada por el terremoto), así como la orientación espacial del plano de ruptura y del plano auxiliar; y con ello se puede determinar qué tipo de falla activa es la que generó el sismo.
- Para determinar el mecanismo focal, se requiere una gran cantidad de polaridades de estaciones sísmicas de campo lejano y campo cercano, para que el programa en este caso el Mecsta pueda realizar los cálculos con el menor error posible y así obtener la proyección estereográfica; en base a cuadrantes de compresión, cuando la polaridad es positiva; y en base a cuadrantes de dilatación, cuando la polaridad es negativa, y de esa manera obtener el mecanismo focal.

- Se debe utilizar un buen modelo de velocidades sísmicas para datos de campo cercano. En este caso se tomó como referencia el modelo de velocidades sísmicas según el IGP para la región Sur del Perú.

5.3 Futuro trabajo a realizar

- Un trabajo a futuro como tema de investigación sería obtener el momento sísmico y las dimensiones de la fuente sísmica, mediante el método del análisis espectral de ondas sísmicas. Donde el espectro de amplitud depende de las dimensiones y de la función temporal de la fuente sísmica. Los datos que se requieren para utilizar el método del análisis espectral son: Registro digital de la onda P o S y la función de transferencia del instrumento.
- Otro trabajo a futuro sería realizar la inversión del Tensor de Momento Sísmico. Esta inversión puede realizarse en el dominio del tiempo, o en el dominio de la frecuencia. Por razones de complejidad de la fuente, o porque la función fuente-tiempo es desconocida, la aproximación se realiza generalmente en el dominio de la frecuencia. En la mayoría de los esquemas de inversión del tensor momento sísmico, la profundidad se asume constante. La inversión se lleva a cabo para un rango de profundidades focales y se toma la mejor solución cuando la varianza de los tensores estimados alcanza un valor mínimo. Este procedimiento de inversión busca una solución para la localización de la fuente, considerada como el punto donde el doble par de fuerzas se localiza en el modelo fuente, descrito por el tensor momento sísmico (centroide). El centroide representa la integral de densidad del momento sísmico sobre el área de ruptura. La localización del centroide puede, para sismos superficiales muy grandes, diferir significativamente de la localización del hipocentro obtenida de los tiempos de llegadas de las ondas P. Otro aspecto importante es tomar en cuenta la calidad del tensor momento sísmico.

ANEXO A

Listado de códigos y programas utilizados

A.1 Programa AZMTAK.F

Este programa fue codificado por Suetsugu en 1990; y permite calcular el ángulo de incidencia y azimut de la estación con respecto al epicentro. Para ello se utilizó dos archivos de entrada: estacion.txt y polaridad.txt. También se usó 5 subrutinas de entrada para generar un archivo de salida cuyo formato es: ángulo de incidencia, azimut y polaridad.

```
include 'subspl.for'
      include 'delaz4.for'
      program azmtak
c The program takazm prepare for polarity data file
c in which polarity (compression or dilatation), takeoff angle
c and azimuth. The file made by this program is used as input file
c of PMAN.FOR and PINV.FOR.
c This program can be applied to P-wave with distance between
c 0 and 18 deg. and between 28 and 92 deg., and
c pP-wave with distance between 40 and 92 deg.
c To compute takeoff angles,
c file "ptakof.dat" for P-wave with 28<delta<92,
c "pntakof.dat" for P-wave with 0<delta<18, and
c "pptakof.dat" for pP-wave with 40<delta<92 are used.
c The three take-off angle files are made from the J-B Table.
c
c When you apply this program to your local area, make your
c take-off angle file for 'pntakof.dat' (file for near-P data)
c by TANGLE.FOR and use it instead of original 'pntakof.dat'.
c
c Coded by D. Suetsugu   Dec 1990
c           Modified   May 1993
c           Updated    Jan 1994
      parameter (maxd=150,maxh=70)
      character wwsst(5000)*4, sta*4, infile*20, sfile*20,outfile*20
      dimension wlat(5000),wlon(5000)
      dimension pang(maxd,maxh),pdel(maxd),h(maxh)
      dimension pdelh(maxd,maxh),hn(maxh)
      dimension ppang(maxd,maxh),ppdel(maxd),ppdelh(maxd,maxh)
      dimension pnang(maxd,maxh),pnadel(maxd),pnadelh(maxd,maxh)
c
      pi=acos(-1.e0)
      cdr=pi/180.
c
c  OPTIONS
c
      print *,'Input Data file name?'
      read(*,'(a20)') infile
      print *,'Station file name?'
      read(*,'(a20)') sfile
      print *,'Output file name?'
      read(*,'(a20)') outfile
      open(11,file=outfile)
c
c  INPUT TAKEOFF ANGLE FILE
c
```

```

        call inang(maxd,maxh,pang,pdel,h,hn,npdel,nh,nhn,pdelh,
1         ppang,ppdel,nppdel,ppdelh,pnang,pndel,npndel,pndelh)
c
c INPUT STATION LIST
c
        call instat(sfile,wssst,wlat,wlon,nwssst)
c
c OPEN POLARITY DATA FILE
c
        open(3,file=infile)
c
c INPUT LATITUDE AND LONGITUDE OF EVENT
c
77 read(3,*,end=999) alate,alone,hdep,idata
c
c INPUT STATION CODE AND POLARITY AT THE STATION
c
        id=0
7 id=id+1
        if(id.gt.idata) goto 77
        read(3,'(a4,f10.0)') sta,pol
c
c LATITUDE AND LONGITUDE OF STATION
c
        call latlon(sta,wssst,wlat,wlon,nwssst,alats,alons,ind)
        if(ind.eq.9) goto 7
c
c EPICENTRAL DISTANCE AND AZIMUTH FROM EVENT TO STATION
c
        call delaz4(alate,alone,alats,alons,delt,deltdg,deltkm,
1         azes,azesdg,azse,azsedg,0)
        if(deltdg.lt.28.0.and.deltdg.gt.18.0) goto 7
        if(deltdg.gt.92.0) goto 7
c
c COMPUTE TAKEOFF ANGLE
c pP-wave
        if(abs(pol).gt.10.) then
            if(deltdg.lt.40) goto 7
            call splin2(ppdel,h,ppang,ppdelh,nppdel,maxd,nh
            & ,deltdg,hdep,takof)
            pol=-pol
            azes=azes+pi
c P-wave (28<delta<92)
            else if(deltdg.ge.28.0) then
                call splin2(pdel,h,pang,pdelh,npdel,maxd,nh,deltdg,hdep,takof)
c P-wave (0<delta<18)
            else if(deltdg.le.18.0) then
                call splin2(pdel,hn,pnang,pndelh,npndel,maxd,nhn
                & ,deltdg,hdep,takof)
                if(takof.gt.pi/2.0) then
                    takof=pi-takof
                    azes=azes+pi
                endif
            endif
            if(azes.lt.0.0) azes=azes+2.0*pi
            if(azes.ge.2.0*pi) azes=azes-2.0*pi
c
            write(11,'(1x,a4,3f10.2)') sta,pol,takof/cdr,azes/cdr
            write(11,'(2x,a4,2f8.2,f5.1)') sta,azes/cdr,takof/cdr,pol
            write(*,'(2x,a4,2f8.2,f5.1)') sta,azes/cdr,takof/cdr,pol
            goto 7
999 continue
            close(3)
            close(11)
            end

```

** SUBROUTINE LATLON *****

```

subroutine latlon(sta,wwsst,wlat,wlon,nwwsst,alats,alons,ind)
character sta*4,wwsst(5000)*4
dimension wlat(5000),wlon(5000)
ind=0
do 1 i=1,nwwsst
if(sta.eq.wwsst(i)) then
alats=wlat(i)
alons=wlon(i)
return
endif
1 continue
print '(3a)', 'Station ',sta,' is not found in file.'
ind=9
return
end
** SUBROUTINE INANG *****
subroutine inang(maxd,maxh,pang,pdel,h,hn,npdel,nh,nhn,pdelh,
1 ppang,ppdel,nppdel,ppdelh,pnang,pndel,npndel,pndelh)
dimension pang(maxd,maxh),pdel(maxd),h(maxh)
dimension pdelh(maxd,maxh),hn(maxh)
dimension ppang(maxd,maxh),ppdel(maxd),ppdelh(maxd,maxh)
dimension pnang(maxd,maxh),pndel(maxd),pndelh(maxd,maxh)
c P-wave (28<delta<92)
open(1,file='ptakof.dat')
read(1,*) del1,del2,dd,nh
npdel=nint((del2-del1)/dd)+1
do 1 i=1,npdel
pdel(i)=del1+dd*(i-1)
1 continue
do 2 j=1,nh
read(1,*) h(j)
read(1,*) (pang(i,j),i=1,npdel)
2 continue
close(1)
call splie2(pdel,h,pang,npdel,maxd,nh,pdelh)
c P-wave (0<delta<18)
open(1,file='pntakof.dat')
read(1,*) del1,del2,dd,nhn
npndel=nint((del2-del1)/dd)+1
do 3 i=1,npndel
pndel(i)=del1+dd*(i-1)
3 continue
do 4 j=1,nhn
read(1,*) hn(j)
read(1,*) (pnang(i,j),i=1,npndel)
4 continue
close(1)
call splie2(pndel,hn,pnang,npndel,maxd,nhn,pndelh)
c pP-wave (40<delta<92)
open(1,file='pptakof.dat')
read(1,*) del1,del2,dd,nh
nppdel=nint((del2-del1)/dd)+1
do 5 i=1,nppdel
ppdel(i)=del1+dd*(i-1)
5 continue
do 6 j=1,nh
read(1,*) h(j)
read(1,*) (ppang(i,j),i=1,nppdel)
6 continue
close(1)
call splie2(ppdel,h,ppang,nppdel,maxd,nh,ppdelh)
return
end
** SUBROUTINE INSTAT *****
subroutine instat(sfile,wwsst,wlat,wlon,nwwsst)
character wwsst(5000)*4,sfile*20,com*80

```

```
dimension wlat(5000),wlon(5000)
open(2,file=sfile)
read(2,'(a)') com
i=1
1 read(2,'(a4,f9.0,f10.0)',end=9) wwsst(i),wlat(i),wlon(i)
i=i+1
goto 1
9 nwwsst=i-1
close(2)
return
end
```

A.2 Archivo angulo.f

Este archivo fue codificado por el profesor César Jiménez y permite transformar las coordenadas polares de azimut y ángulo de incidencia de la esfera focal a coordenadas cartesianas, para determinar el diagrama del mecanismo focal.

```
integer k, N
real pi, az, inc, pol, r,x,y,cte
character(4) stn

OPEN(10,FILE='yauca.mec')
OPEN(20,FILE='angulo.dat')
N = 58
c N = numero de estaciones o polaridades
pi = 3.141593
cte=4.0
DO k=1,N
READ(10,*) stn, az, inc, pol
write (*,100) stn, az, inc, pol
inc = inc*pi/180.0
az = az*pi/180.0
r = cte*1.4142*sin(inc/2.0)
x = r*sin(az)
y = r*cos(az)
WRITE(20,'(3F10.2)') x, y, pol
END DO

100 format (A,2F9.2, F6.1)
CLOSE(10)
CLOSE(20)

STOP
END
```

A.3 Código cmt_single.csh en GMT

Este código fue escrito por el profesor César Jiménez en el 2014, usando el programa GMT; el cual permite dibujar el gráfico del mecanismo focal correspondiente al sismo en estudio.

```
#!/bin/csh -f
set REGION = -10/10/-8.0/8.0
set AXIS = a20f10/a20f10
set SIZE = 12c
set datos = angulo.dat
set psfile = cmt_mecsta.ps
gmtset ANOT_FONT_SIZE 13
gmtset LABEL_FONT_SIZE 13
#pscoast -JM$SIZE -R$REGION -Di -W1 -X2.5c -Y4.5c -P -K > $psfile
psbasemap -JX$SIZE -R$REGION -B$AXIS -P -K > $psfile
psmeca -R -JM -Sa4.0c/-1 -G180/180/180 -W4 -P -O -K <<EOF>> $psfile
-4.0 2.00 27 18.65 45.82 -67.10 6.8 0 0 test
#x y h str dip rake Mw
EOF
awk '$3 > 0.0 {print $1-4,$2 }' $datos | psxy -Sc0.15/-1 -G10/10/10 -W1/10/10/10
-JX$SIZE -R$REGION -K -O -P >> $psfile
awk '$3 < 0.0 {print $1-4,$2 }' $datos | psxy -Sc0.15/-1 -G255/255/255 -
W1/10/10/10 -JX$SIZE -R$REGION -K -O -P >> $psfile
pstext -JM$SIZE -R$REGION -O -K <<EOF>> $psfile
02.0 5.00 11 0 0 LT MECANISMO FOCAL:
02.0 3.00 11 0 0 LT STRIKE DIP RAKE
02.0 1.00 11 0 0 LT 18.65 45.82 -67.10
02.0 -1.00 11 0 0 LT N = 89 SCORE = 0.92
-04.0 2.00 14 0 0 LT *
-03.9 7.60 12 0 0 LT N
EOF
#LINEA NEGRA
psxy -R -JM -W4 -P -O -V -K <<EOF>> $psfile
-04.00 6.50
-04.00 7.10
EOF
evince $psfile &
```

A.4 Código get_pt.f

Este programa fue codificado por Suetsugu en el año 1990 y modificado por el profesor César Jiménez en el año 2014; y permite calcular el ángulo del eje de presión P y del eje de tensión T, dado los parámetros del ángulo de azimut, buzamiento y dislocación.

```
program focal
c This program calculates the angles of P and T axes,
c for a given strike, dip, and rake angles,
c Modified by C. Jimenez 03 Feb 2014
c Updated 17 Jun 2014

dimension strk(2),dip(2),cdip(2),slp(2)
dimension dippole(2),azpole(2)
common /sincos1/sindip1,cosdip1,sinstr1,cosstr1,sinslp1,cosslp1
common /sincos2/sindip2,cosdip2,sinstr2,cosstr2,sinslp2,cosslp2
c input parameters
print *, 'Strike, dip, and rake of fault plane ? (in degree)'
print *, '0<=strike<=360, 0<=dip<=90, -180<=rake<=180'
```



```

        read *, strk(1),dip(1),slp(1)
        pi=acos(-1.e0)
        cdr=pi/180.
        root2=sqrt(2.)
c sine and cosine of fault plane parameters
        dip(1)=dip(1)*cdr
        cdip(1)=pi/2.-dip(1)
        strk(1)=strk(1)*cdr
        slp(1)=slp(1)*cdr
c determine the auxiliary plane
        call auxplane(strk,dip,slp,cdip)
c determine the T and P axes
        call pt(dipp,strp,dipt,strt)
c fix poles of the nodal planes
c call pole(dip,dippole,azpole)
c
c Print strike, dip, rake angles
        call printang(strk,dip,slp,dipp,strp,dipt,strt)
c gks closed
        close(3)
        end
*****
        subroutine printang(strk,dip,slp,dipp,strp,dipt,strt)
        character textn*40
        dimension strk(2),dip(2),slp(2)
        pi=acos(-1.e0)
        cdr=pi/180.
c
        write(textn,'(a,i4)' ) 'STRK1 ',nint(strk(1)/cdr)
        write(*,33) 'STRK1 ',strk(1)/cdr
        write(*,33) 'DIP1 ',DIP(1)/cdr
        write(*,33) 'RAKE1 ',slp(1)/cdr
        write(*,*) ' '
        write(*,33) 'STRK2 ',strk(2)/cdr
        write(*,33) 'DIP2 ',DIP(2)/cdr
        write(*,33) 'RAKE2 ',slp(2)/cdr
        write(*,*) ' '
        write(*,33) 'P-axis: coplunge=',dipp/cdr
        write(*,33) ' azimuth =',strp/cdr
        write(*,33) 'T-axis: coplunge=',dipt/cdr
        write(*,33) ' azimuth =',strt/cdr
        write(*,*) ' '
        write(*,44) 'TT = ',dipt/cdr,'PT = ',strt/cdr
        write(*,44) 'TP = ',dipp/cdr,'PP = ',strp/cdr
        write(*,*) ' '
33 format (a18,f7.2)
44 format (a6,f7.2,a6,f7.2)
        end
c
        subroutine auxplane(strk,dip,slp,cdip)
        dimension strk(2),dip(2),slp(2),cdip(2)
        common /sincos1/sindip1,cosdip1,sinstr1,cosstr1,sinslp1,cosslp1
        common /sincos2/sindip2,cosdip2,sinstr2,cosstr2,sinslp2,cosslp2
        pi=acos(-1.e0)
        sindip1=sin(dip(1))
        cosdip1=cos(dip(1))
        sinslp1=sin(slp(1))
        cosslp1=cos(slp(1))
        sinstr1=sin(strk(1))
        cosstr1=cos(strk(1))
c determine the auxiliary plane
        cosdip2=sinslp1*sindip1
        dip(2)=acos(cosdip2)
        sindip2=sin(dip(2))
        sinslp2=cosdip1/sindip2
        cosslp2=-sindip1*cosslp1/sindip2
        slp(2)=atan2(sinslp2,cosslp2)

```

```

cosstr12=-cosdip1*cosdip2/sindip1/sindip2
sinstr12=coss1p1/sindip2
str12=atan2(sinstr12,cosstr12)
strk(2)=strk(1)-str12
if(dip(2).gt.pi/2.) then
    strk(2)=strk(2)+pi
    dip(2)=pi-dip(2)
    slp(2)=pi*2.-slp(2)
endif
if(strk(2).lt.0.) strk(2)=strk(2)+2.0*pi
if(strk(2).gt.2.*pi) strk(2)=strk(2)-2.*pi
if(slp(2).gt.pi) slp(2)=slp(2)-2.*pi
if(slp(2).lt.-pi) slp(2)=2.*pi+slp(2)
sinstr2=sin(strk(2))
cosstr2=cos(strk(2))
cdip(2)=pi/2.-dip(2)
end

c
    subroutine pt(dipp,strp,dipt,strt)
c determine the T and P axes
    common /sincos1/sindip1,cosdip1,sinstr1,cosstr1,sinslp1,coss1p1
    common /sincos2/sindip2,cosdip2,sinstr2,cosstr2,sinslp2,coss2p1
    pi=acos(-1.e0)
    cdr=pi/180.0
    root2=sqrt(2.0)
c Tension axis
    sindipt=(-cosdip1-sinslp1*sindip1)/root2
    dipt=asin(sindipt)/cdr
    dum1=sindip1*cosstr1+coss1p1*sinstr1-cosdip1*sinslp1*cosstr1
    dum2=-sindip1*sinstr1+coss1p1*cosstr1+cosdip1*sinslp1*sinstr1
    strt=atan2(dum1,dum2)/cdr
    if(dipt.le.0.0) then
        dipt=-dipt
        strt=strt+180.
    else if(dipt.ge.90.) then
        dipt=180.-dipt
        strt=strt+180.
    endif
    if(strt.ge.360.) strt=strt-360.
c Pressure axis
    sindipp=(-cosdip1+sinslp1*sindip1)/root2
    dipp=asin(sindipp)/cdr
    dum1=sindip1*cosstr1-coss1p1*sinstr1+cosdip1*sinslp1*cosstr1
    dum2=-sindip1*sinstr1-coss1p1*cosstr1-cosdip1*sinslp1*sinstr1
    strp=atan2(dum1,dum2)/cdr
    if(dipp.le.0.0) then
        dipp=-dipp
        strp=strp+180.
    else if(dipp.ge.90.) then
        dipp=180.-dipp
        strp=strp+180.
    endif
    if(strp.ge.360.) strp=strp-360.
    dipp=pi/2.-dipp*cdr
    strp=strp*cdr
    dipt=pi/2.-dipt*cdr
    strt=strt*cdr
end

```

A.5 Código get_aux.f

Este programa fue codificado por Suetsugu en el año 1990 y modificado por el profesor César Jiménez en el año 2014; y permite calcular los parámetros del mecanismo focal del plano de falla auxiliar, dado los parámetros del plano de falla principal; o viceversa.

```
c GETAUX returns auxiliary fault plane,
c given strike,dip,rake of main fault plane.
c Inputs: strike1, dip1, rake1 (degrees, primary fault plane)
c Returns: strike2, dip2, rake2 (degrees, auxiliary fault plane)
c
c      subroutine geataux(strike1,dip1,rake1,strike2,dip2,rake2)
c      write (*,*) 'strike1 = '
c      read (*,*) strike1
c      write (*,*) 'dip1 = '
c      read (*,*) dip1
c      write (*,*) 'rake1= '
c      read (*,*) rake1
c      degrad=180./3.1415927
c      s1=strike1/degrad
c      d1=dip1/degrad
c      r1=rake1/degrad
c      d2=acos(sin(r1)*sin(d1))
c      sr2=cos(d1)/sin(d2)
c      cr2=-sin(d1)*cos(r1)/sin(d2)
c      r2=atan2(sr2,cr2)
c      s12=cos(r1)/sin(d2)
c      c12=-1./(tan(d1)*tan(d2))
c      s2=s1-atan2(s12,c12)
c      strike2=s2*degrad
c      dip2=d2*degrad
c      rake2=r2*degrad
c      if (dip2.gt.90.) then
c      strike2=strike2+180.
c      dip2=180.-dip2
c      rake2=360.-rake2
c      end if
c      if (strike2.gt.360.) strike2=strike2-360.
c      write(*,33) 'Sr2 = ',strike2
c      write(*,33) 'Dip2 = ',dip2
c      write(*,33) 'Rak2 = ',rake2
c
33      format (a8,f6.2)
c      return
c      end
```

ANEXO B

CONCEPTOS

B.1 Orientación de los planos de falla a partir de la polaridad de ondas internas

Este método es el más sencillo y está basado en el patrón de radiación de la onda P para un modelo de foco puntual, representado por un doble par de fuerzas sin momento resultante. El patrón de radiación de la onda P para este modelo de fuente sísmica, es en forma de cuatro cuadrantes de signo alternativo (positivos y negativos) separados por dos planos nodales, uno de los cuales corresponde al plano de fractura y el otro a un plano auxiliar normal al anterior, de forma que los cuadrantes positivos corresponden a compresiones y los cuadrantes negativos a dilataciones. Para la onda S los planos nodales están a 45° de los anteriores. Las amplitudes máximas de la onda S están sobre el plano de fractura (x1) y el plano auxiliar (x3), mientras que para la onda P están a 45° de estos en la dirección de los ejes de tensión y presión (Buforn, 1994).

La orientación del deslizamiento en el plano de la fractura viene dada por los ángulos ϕ , δ , λ , siendo:

ϕ = azimut del plano de falla, varía entre 0° y 360° medidos desde el norte geográfico en la dirección de las agujas del reloj.

δ = buzamiento del plano de falla, varía entre 0° y 90° desde la horizontal.

λ = ángulo de deslizamiento, varía entre -180° y 180° de manera que el buzamiento siempre se mida hacia la derecha del azimut.

La relación entre el sistema de ejes de esfuerzos (PTZ) y el sistema de fuerzas (XYZ) que representan el doble par viene dado por las ecuaciones:

$$\begin{bmatrix} \alpha_x \\ \beta_x \\ \gamma_x \end{bmatrix} = \beta^T \begin{bmatrix} 1/\sqrt{2} \\ 1/\sqrt{2} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (B.1)$$

$$\begin{bmatrix} \alpha_y \\ \beta_y \\ \gamma_y \end{bmatrix} = \beta^T \begin{bmatrix} 1/\sqrt{2} \\ -1/\sqrt{2} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (B.2)$$

siendo B la matriz formada por los cosenos directores de los ejes T, P y Z.

$$B = \begin{bmatrix} \alpha_T & \beta_T & \gamma_T \\ \alpha_P & \beta_P & \gamma_P \\ \alpha_Z & \beta_Z & \gamma_Z \end{bmatrix} \quad (B.3)$$

Debido a la ortogonalidad de los ejes, bastan tres ángulos para definir la orientación de los mismos: Θ_T, Φ_T y Φ_P o bien ϕ, δ , y λ . La relación entre estos parámetros vienen dada por las ecuaciones:

$$\phi = \Phi_x + \pi/2 \quad (B.4)$$

$$\delta = \Theta_x \quad (B.5)$$

$$\lambda = \sin^{-1} \left(\frac{\cos \Theta_y}{\sin \Theta_x} \right) \quad (B.6)$$

Las observaciones que se utilizan son la dirección del primer impulso de la onda P medido en la componente vertical del sismograma. Debido al efecto de heterogeneidad de la Tierra, se introduce el concepto de esfera focal, que quiere decir: esfera de radio unidad y con centro en el foco sísmico.

Desde el foco las ondas se propagan hasta la superficie de la Tierra, de acuerdo con las ecuaciones obtenidas para un medio elástico. Así, cada punto sobre la superficie de la Tierra, que viene determinado por sus coordenadas geográficas de latitud y longitud, se proyecta sobre la esfera focal, siguiendo la trayectoria del rayo hacia el foco que viene definida por sus coordenadas polares i_h y Φ , siendo:

i_h = ángulo de incidencia en el foco, se mide desde la vertical y varía entre 0° y 180° .

Φ = azimut de la estación en el foco, es decir, el ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico, medido en la dirección de las agujas del reloj, varía entre 0° y 360° .

El cálculo del ángulo de incidencia en el foco se hace en función de la estructura interna de la Tierra. Para distancias telesísmicas ($\Delta > 1000$ km), puede suponerse la Tierra homogénea y calcular i_h a partir de curvas dromocrónicas para la profundidad del foco según la expresión:

$$\sin i_h = \frac{v_h}{r_h} \frac{dt}{d\Delta} \quad (B.7)$$

Este cálculo puede hacerse con programas numéricos que determinan i_h a partir de tablas de tiempo de recorrido como las tablas de Jeffreys-Bullen o las de Herrin. En el caso de distancias regionales (inferiores a 1000 km) la determinación de i_h implica tener modelos de corteza y manto superior propios de la región estudiada. El tipo de modelo más aconsejable es el formado por gradientes de velocidad, ya que poseen una ventaja frente a los modelos de capas de velocidad constante, donde i_h varía de forma continua con la distancia epicentral, mientras que en los modelos de capas de velocidad constante, i_h , presenta discontinuidades (Bufo, 1994).

Una vez representadas las observaciones sobre una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal, el problema se limita a separar por medio de dos planos ortogonales las observaciones en cuatro cuadrantes de signo alternativo (positivo y negativo). La resolución del problema puede hacerse de forma gráfica o utilizando métodos numéricos.

La ventaja de esta técnica es su sencillez y la poca información necesaria del sismograma, basta con la lectura de la polaridad, lo que permite la utilización de los registros aunque estén saturados. El inconveniente que presenta este método, es que es necesario una buena cobertura azimutal de observaciones para que el mecanismo quede bien determinado y que de los dos planos calculados, el método no indica cuál de los dos corresponde al plano de falla. Para ello hay que recurrir a otro tipo de información, ya sea geológica, distribución de réplicas, etc, y con ello se puede decidir cuál de los dos planos es el plano de fractura (Bufo, 1994).

B.2 Función temporal de la fuente sísmica

El sismograma $w(t)$ observado en cada estación, es el resultado de la convolución del instrumento $I(t)$, la atenuación del medio $Q(t)$ y el desplazamiento en el foco $u(t)$, es decir:

$$w(t) = I(t) * Q(t) * u(t) \quad (B.8)$$

Dado que $I(t)$ es una función conocida y $Q(t)$ para telesismos se puede aproximar a un operador lineal $F(t, T/Q)$ que cumple que $T/Q = 1$ para ondas P y $T/Q = 4$ para ondas S a distancias epicentrales superiores a 30° , la dependencia temporal de la fuente sísmica se puede obtener a partir del término $u(t)$. El método del primer impulso nos permite obtener la orientación del plano de falla, pero no proporciona información alguna sobre la función temporal de la fuente sísmica. Las técnicas de modelización de formas de onda y deconvolución permiten obtener la función temporal de la fuente sísmica, como se verá a continuación (Bufo, 1994).

B.2.1 Modelización de formas de onda

El método de modelización de formas de onda consiste en el cálculo de sismogramas teóricos a partir de un modelo de fuente sísmica definido por la orientación, la función temporal y el momento sísmico escalar de una fuente puntual. La comparación entre el sismograma sintético y el observado permite ajustar los parámetros que definen el modelo de fuente.

El método que se describirá corresponde a la modelización de ondas P para un modelo de fuente puntual y dislocación de cizalla representada por un doble par de fuerzas (DC). La componente vertical del desplazamiento observado en una estación para este modelo de fuente viene dado por la expresión:

$$u_z^P = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha^3r} R^P(\Phi, i_h)g(\Delta)c_z(i_0)f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \quad (B.9)$$

Siendo ρ la densidad del medio, α la velocidad de propagación de las ondas P, r la distancia medida a lo largo del rayo desde el foco a la estación, $R^P(\Phi, i_h)$ el patrón de radiación de la onda P directa que depende de la orientación de la fractura, $g(\Delta)$ es el efecto de la expansión del frente de onda, $c_z(i_0)$ el efecto de la superficie libre (i_0 = ángulo de incidencia en la estación) y $f(t-r/\alpha)$ la función temporal de la fuente sísmica (Deschamps et al.,1980). Hay que tener en cuenta, que la función temporal $f(t)$ representa la dependencia temporal de la velocidad del deslizamiento $\Delta\dot{u}(t)$ (Bufoin, 1994).

Si consideramos que el foco está a profundidad h , además del rayo directo P, en la superficie libre de la Tierra se producen las reflexiones pP y sP que llegan a la estación poco después que la onda P (Figura B.1), lo que implica modificar la ecuación anterior en:

$$u_z^P = \frac{M_0}{4\pi\rho_h\alpha^3r_h} g(\Delta)c_z(i_0)\{R^P(\Phi, i_h)f(t - t_p) + R^P(\Phi, i_h)v^{pP}f(t - t_{pp}) + R^{SV}(\Phi, \pi, -j_h)v^{sP}f(t - t_{ps})\} \quad (B.10)$$

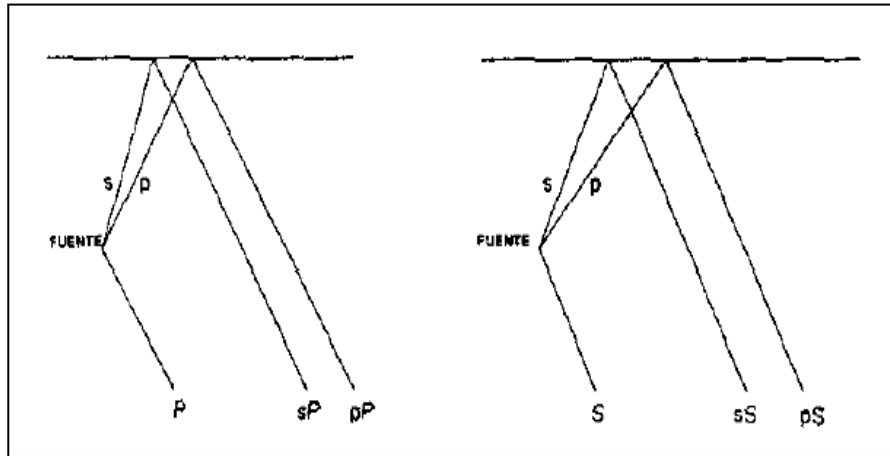


Fig B.1. Reflexiones de ondas P en la superficie de la tierra (Bufoin, 1994).

El primer sumando corresponde a la onda P directa, el segundo a la pP y el tercero a sP; R y R^{SV} son los patrones de radiación normalizados para ondas P y SV. Para las ondas pP y sP los rayos van hacia arriba, lo que corresponde a ángulos de incidencia de $\pi - j_h$, v^{pP} y v^{sP} son los coeficientes de reflexión en la superficie de las ondas, t_p el tiempo de llegada de la P (r/α), t_{pp} y t_{ps} el tiempo de llegada de las ondas pP y sP a la estación y vienen dados por las ecuaciones:

$$t_{pP} = t_p - \frac{2h\cos i_h}{\alpha_h} \quad (B.11)$$

$$t_{sP} = t_p - h \left(\frac{\cos j_h}{\beta_h} + \frac{\cos i_h}{\alpha_h} \right) \quad (B.12)$$

A partir de estas ecuaciones se calcula el desplazamiento teórico $u_z^P(t)$ para cada estación que corresponde a la suma de las tres llegadas que se han descrito. Dependiendo de la profundidad h del sismo varía el tiempo de llegada de las fases pP y sP con respecto a la P , de forma que a mayor profundidad mayor es la diferencia entre los tiempos de llegada, lo que se manifiesta en una mayor complejidad de la forma de onda. El desplazamiento $u(t)$ obtenido hay que convolucionarlo con el instrumento $I(t)$ y con el factor de atenuación del medio, $Q(t)$, para poder efectuar la comparación entre el sismograma teórico y el observado (Bufo, 1994).

Existen diversos programas numéricos para realizar la modelización. La técnica que se describe a continuación es la desarrollada por Deschamps et al. (1980).

Los datos necesarios para cada estación (limitadas al rango de distancias epicentrales comprendido entre 30° y 90°) son: la forma de la onda P (valores numéricos de la amplitud en cm), el ángulo de incidencia en el foco, el azimut y el ángulo de incidencia en la estación.

Además es necesario la orientación del plano de falla dada por sus valores ϕ , δ y λ , la profundidad del terremoto y una función temporal para la fuente sísmica dada en forma de triángulo o trapecio $f(t)$. A partir de estos parámetros iniciales comienza el proceso de modelado: se calcula el sismograma teórico para una estación y se compara con el observado. Mediante un proceso iterativo en el que se varían los parámetros ϕ , δ , λ , h y $f(t)$, se obtiene el mejor ajuste posible entre el sismograma sintético y el observado. La solución obtenida se ensaya con el resto de las estaciones de las que se posee registro. Sucesivas iteraciones permiten obtener la solución que presenta un mejor ajuste en un número máximo de estaciones. De esta forma, se puede recalcular la profundidad del terremoto y la orientación del plano de ruptura determinados por otros métodos (tiempos de llegada y polaridades, por ejemplo).

Formas de onda simples indican terremotos superficiales y fuentes simples, mientras que las formas de onda complejas pueden ser debidas a terremotos profundos o fuentes complejas. El problema de la modelización de formas de onda a distancias regionales (distancias epicentrales entre 100 y 1000 km) es más complicado, ya que en este caso, la estructura del medio tiene gran importancia en las formas de onda y el problema reside en separar en el sismograma la parte de las formas de onda debidas a efectos de la fuente y el efecto de la propagación en el medio, siendo necesarios modelos detallados de estructura de corteza y manto superior propios para cada región (Bufo, 1994).

ANEXO C

Conceptos Fundamentales sobre Mecanismo Focal

C.1 Conceptos generales

En este capítulo se hará un recuento sobre la teoría que se utilizó para explicar o describir los diferentes procesos físicos que ocurren asociados a la investigación realizada. A continuación se describirán algunos conceptos importantes para el desarrollo de esta tesis.

C.1.1 Mecanismo de los terremotos

R. Mallet fue uno de los pioneros en proponer que los terremotos se producen en un foco puntual a partir del cual se propagan las ondas sísmicas. Sus estudios sobre el terremoto de Nápoles, de 1857, y los de R. D. Oldham sobre el de Assan (India), de 1897, contribuyeron decisivamente a mostrar su relación con las fracturas del terreno. Sin embargo, fue E. Suess, hacia 1875, quien propuso que los terremotos están producidos por el movimiento relativo de los bloques de una falla que resbalan uno con respecto a otro, estableciendo claramente la relación entre fenómenos sísmicos y orogénicos.

El primer modelo mecánico de origen de los terremotos fue propuesto, en 1911, por E. Reid con la teoría del Rebote Elástico, después de estudiar la fractura de más de 300 km producida por el terremoto de San Francisco, en 1906. Según esta teoría, las deformaciones elásticas se van acumulando en una región, hasta que se supera la resistencia del material y se produce una fractura con movimiento relativo de las dos partes de dicha fractura, con la relajación de las deformaciones acumuladas (Figura C.1). La energía elástica se almacena de forma lenta, en procesos que pueden durar del orden de decenas o centenas de años, relajándose súbitamente en un terremoto que sólo dura algunas decenas de segundos. Las primeras aplicaciones al mecanismo de los terremotos de la teoría de dislocaciones elásticas, fue desarrollada inicialmente por V. Volterra, e incluida en la obra de Love, las cuales se deben, entre otros, a los trabajos pioneros de H. Nakano. (Udías y Mezcuá, 1997).

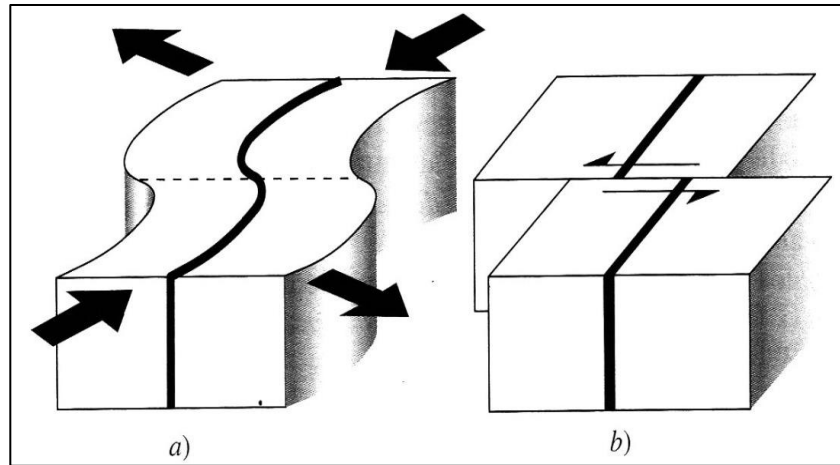


Fig C.1. Teoría del Rebote Elástico de Reid: a) Situación deformada anterior al terremoto.
b) Situación después del Terremoto (Udías y Mezcuca, 1997).

C.1.1.1 Parámetros de una falla

Un terremoto de origen tectónico puede considerarse producido por la ruptura de una parte de la corteza terrestre. Esto es lo que en Geología se conoce como una falla, es decir, una fractura del material con un corrimiento relativo de sus dos partes. Si consideramos el movimiento de una falla, los parámetros que definen su orientación, dimensiones y la dirección y magnitud de su deslizamiento se describen a continuación (Figura C.2).

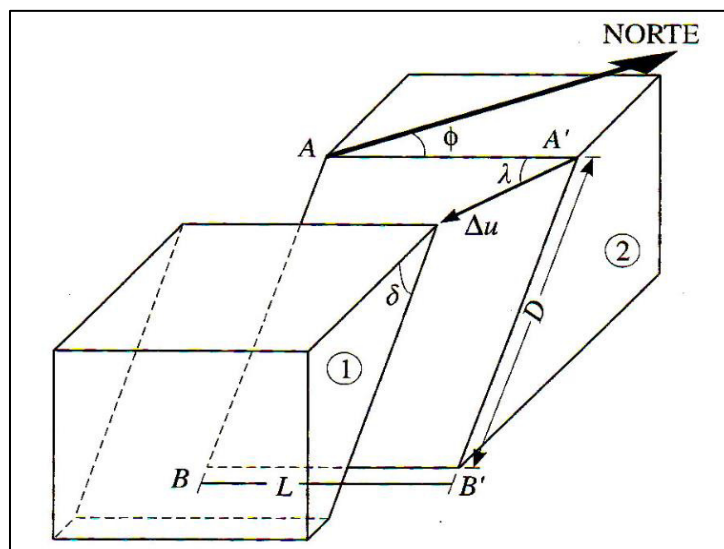


Fig C.2. Parámetros que definen la geometría de una falla (Udías y Mezcuca, 1997).

La línea AA', intersección del plano de falla (AA'BB') con el plano horizontal, es la traza de la falla. El azimut ϕ es el ángulo que forma la traza de la falla con el Norte geográfico

($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$). El buzamiento δ es el ángulo entre el plano de falla y el plano horizontal ($0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$). El ángulo de deslizamiento λ se mide desde la horizontal a la dirección de Δu sobre el plano de falla ($-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$); los valores positivos corresponden a fallas inversas y los negativos a fallas normales. Las dimensiones del plano de falla son su longitud L y su anchura D ; su área, suponiendo forma rectangular es $S=LD$. El desplazamiento, deslizamiento o dislocación del bloque (1) con respecto al bloque (2) es Δu . (Udías y Mezcua, 1997).

Por tanto, los parámetros que definen el movimiento de una falla son:

L : longitud de la falla;

D : anchura de la falla;

Φ : acimut de la traza (strike);

δ : buzamiento del plano (dip);

λ : ángulo de desplazamiento (slip angle);

Δu : deslizamiento o dislocación (slip).

De acuerdo con los valores que tomen los ángulos δ y λ , tenemos diversos tipos de fallas, por ejemplo:

$\delta=90^\circ$; $\lambda=0^\circ$ falla de desgarre- movimiento horizontal.

$\delta=90^\circ$; $\lambda=90^\circ$ falla de desgarre- movimiento vertical.

$\delta=45^\circ$; $\lambda=90^\circ$ falla normal- movimiento vertical.

$\delta=135^\circ$; $\lambda=90^\circ$ falla inversa- movimiento vertical.

Las fallas normales ($-180^\circ \leq \lambda \leq 0^\circ$) o inversas ($0^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$) pueden tener un componente más o menos grande de movimiento horizontal (Udías y Mezcua, 1997).

C.1.2 Tensor Momento Sísmico y parámetros de fractura

El mecanismo de los terremotos corresponde al de una fractura, producida por la acumulación de esfuerzos actuando sobre una región de la corteza terrestre. Una formulación muy adecuada a este problema es la que hace uso del tensor del momento sísmico M_{ij} . Este tensor está relacionado con la situación de esfuerzos en la región focal. Consideremos un volumen de material litosférico V , sujeto a esfuerzos τ_{ij}^I . En un momento dado $t=0$, se produce en el interior de dicho volumen una fractura de área S y de desplazamiento relativo Δu . En general, $\Delta u(x_i, t)$ variará en magnitud sobre la superficie de la fractura y a lo largo del tiempo desde su comienzo, en un punto determinado, hasta su

final en los bordes de la fractura. Después de producida la fractura, los esfuerzos que actúan se habrá reducido a τ_{ij}^{II} (Udías y Mezcua, 1997).

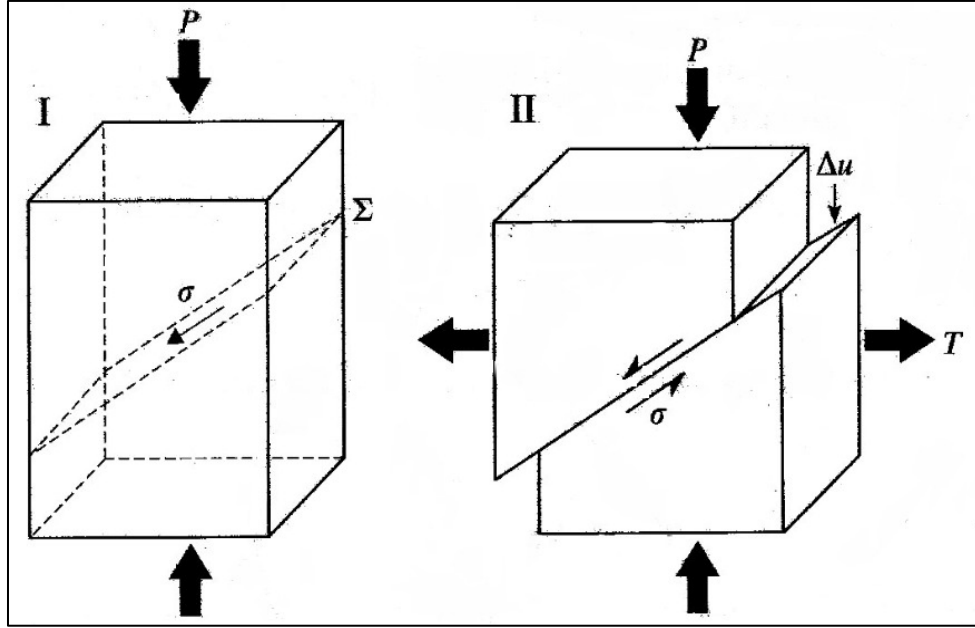


Fig C.3. Esfuerzos y desplazamiento en una falla antes (I) y después (II) del sismo (Udías y Mezcua, 1997).

La caída de esfuerzos que ha producido la fractura será:

$$T_{ij} = \tau_{ij}^{\text{I}} - \tau_{ij}^{\text{II}} \quad (\text{C.1})$$

Si τ_{ij}^{II} es cero, la caída de esfuerzos es total. En una fractura de cizalla todo el desplazamiento Δu está contenido en el plano de fractura. El componente de los esfuerzos en el mismo plano (esfuerzo de cizalla) se suele representar por σ (Figura C.3). El tensor de momento sísmico por unidad de volumen se denomina tensor densidad de momento m_{ij} . Este tensor representa el esfuerzo en exceso del elástico, o esfuerzo inelástico, que está relacionado solamente con las deformaciones inelásticas e_{ij}^T confinadas a la región focal.

$$m_{ij} = C_{ijkl} e_{kl}^T \quad (\text{C.2})$$

El momento sísmico total M_{ij} viene dado por la integral de m_{ij} sobre el volumen de la región focal V_0 (m_{ij} es cero fuera de esta región):

$$M_{ij} = \int m_{ij} dv \quad (\text{C.3})$$

Este tensor es distinto de la caída total de esfuerzos, diferencia entre el estado inicial y final de esfuerzos, en la que se encuentra incluido también el cambio operado en los esfuerzos elásticos. En general, el tensor del momento sísmico es simétrico, tiene seis componentes

distintos y puede representar, con gran generalidad, los procesos del foco de un terremoto. Sus vectores propios v^1, v^2, v^3 son ortogonales y representan la dirección de los ejes principales de los esfuerzos y los valores propios $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, la magnitud de los esfuerzos principales, expresados de forma que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. De esta forma σ_1 corresponde a las presiones y σ_3 a las tensiones. En el caso particular de una explosión $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, y cualquier dirección corresponde con los esfuerzos principales (Udías y Mezcua, 1997).

Un caso muy importante en la representación de fuentes sísmicas es el de una fractura o dislocación de cizalla (todo el movimiento se produce a lo largo del plano de fractura). En este caso si n_i es la normal al plano de fractura y l_i la dirección en la que se produce el desplazamiento o dislocación, $\Delta u_i = \Delta u l_i$, se puede escribir el tensor del momento sísmico en la forma:

$$M_{ij} = \mu \int \Delta u (l_i n_j + l_j n_i) ds \quad (C.4)$$

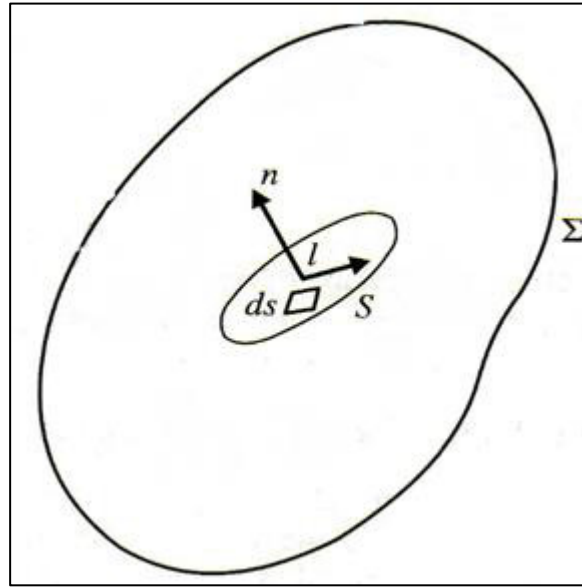


Fig C.4. Fractura de cizalla en el interior de un medio elástico (Udías y Mezcua, 1997).

Para el caso en que Δu , l_i y n_i son constantes en toda la fractura S:

$$M_{ij} = M_0 (l_i n_j + l_j n_i) \quad (C.5)$$

Donde M_0 es el momento sísmico escalar definido en la forma:

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} S \quad (C.6)$$

y $\Delta \bar{u}$ es el valor medio de la dislocación. Este parámetro, es muy importante en el estudio del tamaño de un terremoto, y representa el producto del desplazamiento relativo de la

fractura por su área y el coeficiente de rigidez del medio en que se ha producido. Las unidades de M_0 son Nm (SI). Un terremoto de magnitud 6.0 Mw, tiene un momento de 10^{18} Nm.

La diferencia de los esfuerzos de cizalla, antes y después de producirse la fractura, define el escalar caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ (Figura C.3).

$$\Delta\sigma = \sigma^I - \sigma^{II} \quad (C.7)$$

y su valor medio, el escalar esfuerzo medio $\bar{\sigma}$.

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{2}(\sigma^I + \sigma^{II}) \quad (C.8)$$

Las unidades empleadas para $\Delta\sigma$ y $\bar{\sigma}$ son Pa (SI), siendo valores típicos 1-10 MPa.

La energía E_s se puede relacionar con el esfuerzo medio en la forma:

$$E_s = \eta \bar{\sigma} \Delta u \quad (C.9)$$

Y sustituyendo por M_0 , de la ecuación:

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} S \quad (C.10)$$

Se obtiene la relación:

$$\eta \bar{\sigma} = \mu \frac{E_s}{M_0} \quad (C.11)$$

Esta ecuación relaciona $\eta \bar{\sigma}$, el esfuerzo medio aparente, con la energía y el momento sísmico. Este parámetro está relacionado con la resistencia del material en el que se produce la fractura. En medios o zonas de corteza débil, como pueden ser las zonas de cordilleras oceánicas, se producen valores bajos de $\eta \bar{\sigma}$ y en medios muy resistentes, como el interior de placas, valores altos (Udías y Mezcuca, 1997).

C.1.3 Desplazamientos producidos por una fuente puntual

En muchos estudios del mecanismo de los terremotos resulta suficiente la aproximación que reduce el foco a un punto, o lo que es equivalente, el plano de fractura a una dislocación infinitesimal, y que considera solamente el efecto del campo lejano. Esta aproximación es válida para observaciones de ondas sísmicas de longitud de onda y a distancias, ambas suficientemente grandes en comparación con las dimensiones del foco.

La determinación del campo de desplazamientos elásticos queda de esta forma muy simplificada. El primer paso en la solución de este problema es el cálculo del campo de desplazamientos elásticos $u_i(x_j, t)$, en un medio infinito y homogéneo, producido por una fuerza unitaria impulsiva $f_i = \delta(x_i)\delta(t)\delta_{in}$, actuando en el origen de coordenadas en la

dirección de n . La solución de este problema se conoce como la función de Green para un medio de estas características. Esta función es un tensor de segundo orden, ya que depende de la dirección de la fuerza. Si la fuerza está en la dirección de n , entonces $u_i(x_j, t) = G_{in}(x_j, t)$. Esta función puede calcularse para cualquier medio. A partir de ella se pueden determinar los desplazamientos debidos a una variedad de fuentes, de acuerdo con las teorías de representación desarrolladas por A.T. de Hoop, R. Burridge y L. Knopoff.

Para una fuente sísmica puntual, definida por el tensor de momento sísmico M_{ij} , el campo de desplazamiento viene dado por la convolución de éste con la derivada de la función de Green:

$$u_k(x_n, t) = \int_{-\infty}^{\infty} M_{ij}(x_n, \tau) \frac{dG_{ki}(x_n, t-\tau)}{dx_j} d\tau \quad (C.12)$$

Para el caso de una fractura de cizalla sobre un plano S de normal n_i , y desplazamiento Δu en la dirección de l_i , el tensor M_{ij} viene dado por la ecuación $M_{ij} = M_0(l_i n_j + l_j n_i)$. Para una fuente puntual, los desplazamientos son equivalentes a los producidos por dos pares de fuerzas en las direcciones de n_i y l_i , sin momento resultante. El sistema es también equivalente a fuerzas de presión P y tensión T , en el plano que contiene a n_i y l_i y a 45° de estas direcciones (Udías y Mezcua, 1997).

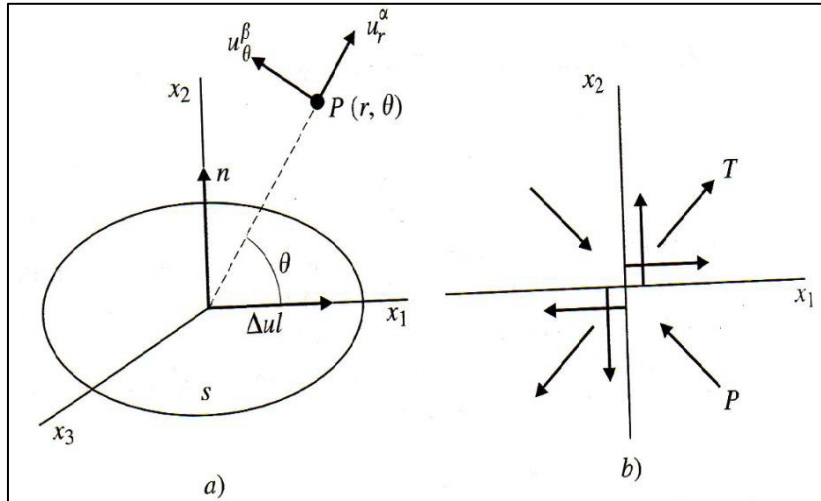


Fig C.5. Modelos de mecanismo del foco: a) fractura de cizalla; b) fuerzas equivalentes; doble par de fuerzas sin momento resultante (Udías y Mezcua, 1997).

En el caso particular de una fractura en el plano (x_1, x_3) , con desplazamientos en la dirección de x_1 , n_i es $(0, 1, 0)$ y $l_i(1, 0, 0)$ (Figura C.5a). La situación es equivalente a dos pares de fuerzas en las direcciones de x_1 y x_2 , de presión y tensión en el plano (x_1, x_2) , y a 45° de los ejes x_1 y x_2 (Figura C.5b). En el plano (x_1, x_2) , tomando coordenadas polares,

los desplazamientos de la onda P, en un punto $P(r,\theta)$, tienen sólo componente radial u_r^α y los de la S transversal u_θ^β :

$$u_r^\alpha = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha^3r} \sin 2\theta \quad (C.13)$$

$$u_\theta^\beta = \frac{M_0}{4\pi\rho\beta^3r} \cos 2\theta \quad (C.14)$$

M_0 es el momento sísmico definido anteriormente. Si se representan los valores de u_r^α y u_θ^β normalizados en función de θ , se obtienen los diagramas de la Figura C.6, conocidos como patrones de radiación de las ondas P y S.

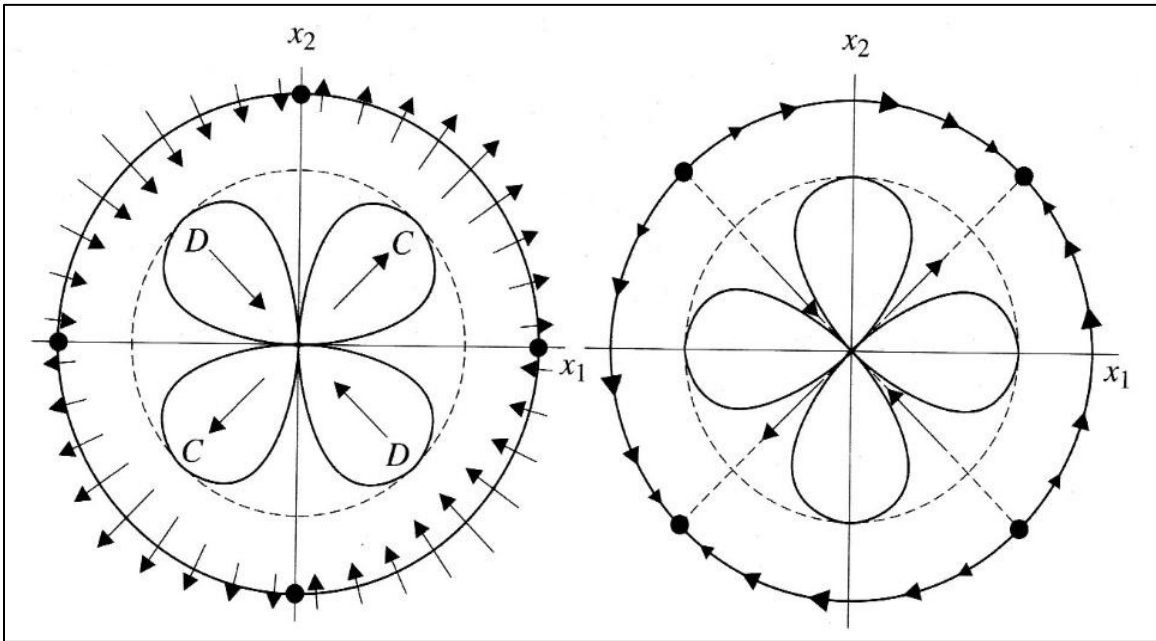


Fig C.6. Patrón de radiación en el plano (X_1, X_2) para las ondas P y S de una fractura de cizalla en el plano (X_1, X_3) y desplazamiento en la dirección de x_1 (Udías y Mezcua, 1997).

Los desplazamientos de la onda P están separados en cuatro cuadrantes, alternantes en dirección hacia el foco y hacia afuera, que corresponden, respectivamente, a dilataciones y compresiones en los puntos de observación con la amplitud máxima, para $\theta=\pi/4, 3\pi/4, 5\pi/4, 7\pi/4$. En el caso de la onda S, los desplazamientos tienen amplitudes máximas para $\theta=0, \pi/2, \pi, 3\pi/2$, es decir, donde la onda P es nula y los planos nodales están a 45° de los de la onda P. En cada cuadrante, la dirección de la onda S cambia de sentido, y converge hacia el eje de tensión (Udías y Mezcua, 1997).

Es importante mencionar que, dado que la ecuación:

$$M_{ij} = M_0(l_i n_j + l_j n_i) \quad (C.15)$$

Es simétrica con respecto a n_i y l_i , éstos se pueden intercambiar con el mismo resultado para u_i . Por esta razón, el patrón de radiación en la Figura C.6 corresponde tanto a una fractura en el plano (x_1, x_3) con desplazamiento en la dirección de x_1 , como a una en el plano (x_2, x_3) con desplazamientos en la de x_2 . En consecuencia, cualquiera de los dos planos nodales de la onda P puede corresponder al plano de falla. Esta ambigüedad no se extiende a los ejes P y T, que tienen en ambos casos la misma dirección (Udías y Mezcuca, 1997).

C.2 Determinación de la orientación del plano de ruptura

Uno de los métodos más extendidos y de más fácil aplicación para la determinación de la orientación del mecanismo de un terremoto, es decir, la orientación del plano de ruptura, es el que utiliza como datos de observación el sentido del primer impulso de la onda P. Como ya se ha visto, la distribución de los desplazamientos de las ondas P, producidos por una fractura de cizalla y un modelo puntual (Figura C.6), es de cuatro cuadrantes de sentido alternante, y sus dos planos nodales ortogonales coinciden con los dos posibles planos de ruptura. El método desarrollado por P. Byerly, en 1926, consiste en observar en muchos puntos de la superficie terrestre la dirección del primer impulso de la onda P (compresión o dilatación). Para corregir el efecto de la inhomogeneidad en la propagación del rayo sísmico, Byerly utilizó el concepto de «distancias extendidas». Más generalizado es el uso de la esfera focal, introducido por H. Honda, L. P. G. Koning y R.A. Ritsema hacia 1940. Los puntos de observación se proyectan sobre la superficie de una esfera de radio unidad con centro en el foco a la estación (Figura C.7).

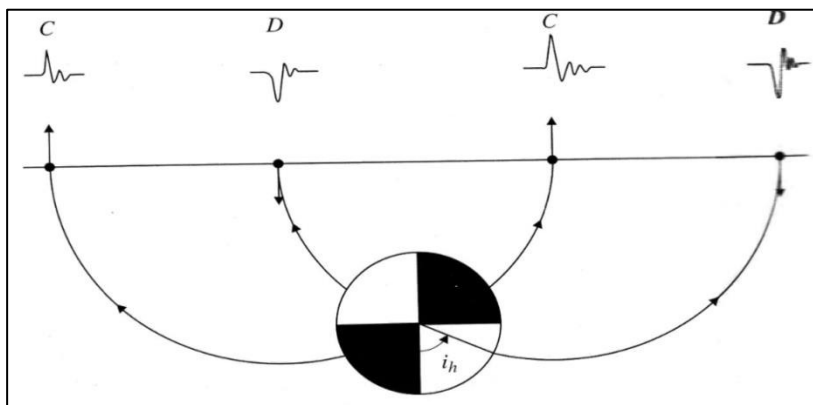


Fig C.7. Esquema de la esfera focal y los rayos que llegan a la superficie con su movimiento correspondiente (compresión o dilatación) (Udías y Mezcuca, 1997).

Los puntos proyectados sobre la esfera tienen coordenadas ϕ , acimut medido desde el Norte, e i_h , ángulo de salida del rayo medido desde la vertical (ángulo de incidencia). Los valores de i_h dependen de la distancia epicentral, de la profundidad del foco y de la distribución de velocidad en el medio por el que viajan las ondas. Para distancias grandes ($\Delta > 10^\circ$) la curva (Δ , i_h) se puede deducir fácilmente de la curva dromocrona (t , Δ) de acuerdo con la expresión:

$$\text{sen } i_h = \frac{v_F}{r_F} \frac{dt}{d\Delta} \quad (\text{C.16})$$

Donde v_F y r_F son la velocidad y el radio terrestre correspondiente al foco. Para distancias cortas, el valor de i_h depende de la estructura de la corteza en cada región y la profundidad del foco. Una vez determinados los valores de (ϕ , i_h) para cada observación, éstos se sitúan sobre una proyección de la esfera focal.

Las más usadas son las proyecciones estereográficas como la de Wulff y la de Schmidt o de igual área. En estas proyecciones, el acimut se conserva y el ángulo i_h se representa por la distancia b desde el centro de la proyección (Figura C.8). Esta distancia depende del tipo de proyección utilizada; para la de Wulff es $b = \text{tg } i_h/2$, y para la de igual área, $b = \text{sen } i_h/2$ (Udías y Mezcua, 1997).

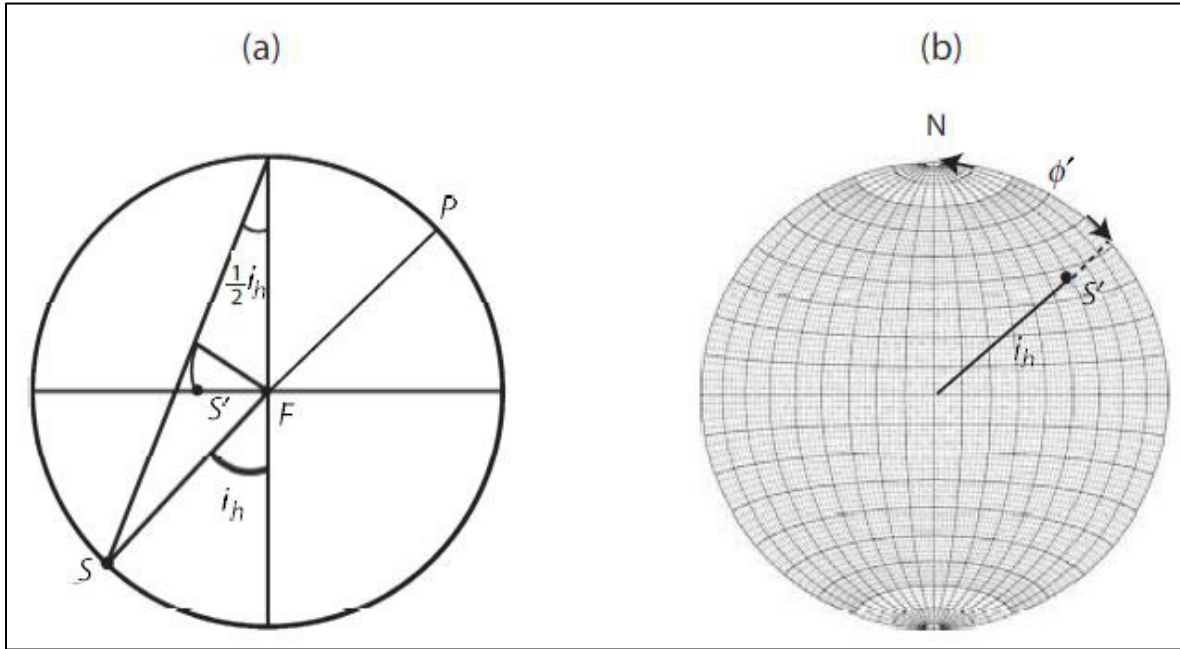


Fig C.8. Proyección estereográfica de igual área de Schmidt. En a) el punto S corresponde a un rayo con el ángulo de incidencia i_h en el hemisferio inferior, proyectado como S' sobre el plano horizontal. En b) Representación de $S'(\phi', i_h)$, en el diagrama de Schmidt, donde i_h es el ángulo de incidencia y ϕ' es el azimut (Udías *et al.*, 2014).

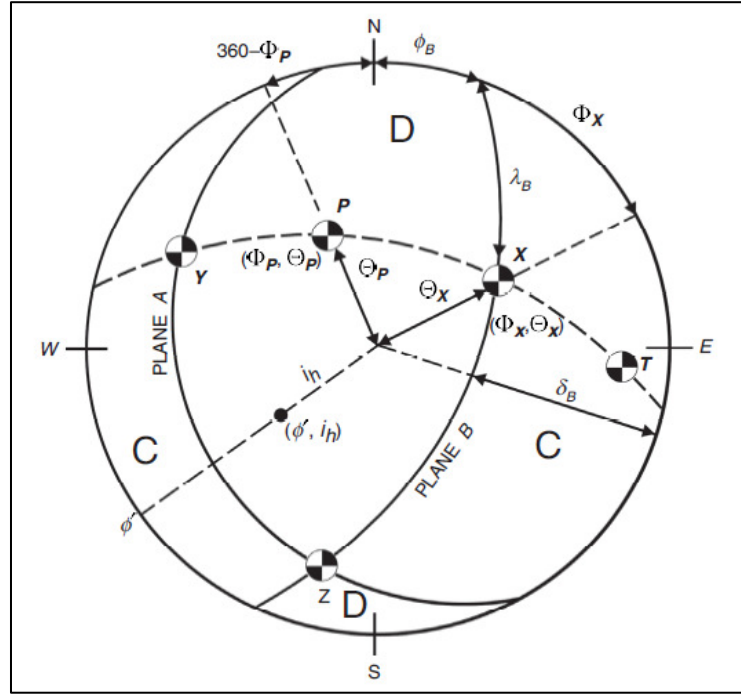


Fig C.9. Representación de los parámetros del mecanismo focal, planos A y B y ejes X,Y,Z,P y T sobre una proyección de igual área. Las letras C y D identifican los cuadrantes de compresiones y dilataciones (Udías et al. ,2014).

Situadas todas las observaciones sobre la proyección, se separan las regiones de compresiones y de dilataciones en cuatro cuadrantes por dos planos ortogonales, A y B. En la proyección, la ortogonalidad se logra haciendo pasar el segundo plano por el polo del primero (X es el polo del plano A, Figura C.9).

La orientación de estos planos viene dada por los ángulos ϕ , δ y λ . Los polos o normales a los planos forman los ejes X (normal a A) e Y (normal a B). Si A es el plano de falla, X es su normal e Y la dirección del desplazamiento. En el modelo equivalente del doble par de fuerzas, éstas están orientadas según los ejes X e Y.

Los ejes T y P están a 45° de los planos y pueden determinarse fácilmente en la proyección, pasando un círculo máximo por X e Y, y midiendo 45° entre ellos, situando el eje T en el cuadrante de compresiones y el P en el de dilataciones. El eje Z es el de intersección de los dos planos. Cada eje viene definido por dos ángulos, ϕ acimut medido desde el Norte, y Θ se mide en la proyección por la distancia del centro al eje. La orientación del mecanismo puede darse, por tanto, en términos de los ejes de esfuerzos principales P,T y Z, o de los pares de fuerzas X,Y,Z, o la orientación de los planos nodales A y B. El método resuelve, sin ambigüedad, la orientación de los ejes de esfuerzos, es decir, la orientación de los vectores propios del tensor del movimiento sísmico, pero queda sin resolver cuál de los dos posibles planos de falla es en el que se ha producido la fractura (Udías y Mezcuca, 1997).

Resumiendo, la determinación se realiza en los siguientes pasos:

- a) Observación de las direcciones (compresión o dilatación) del primer impulso de onda P en muchas estaciones alrededor del epicentro.

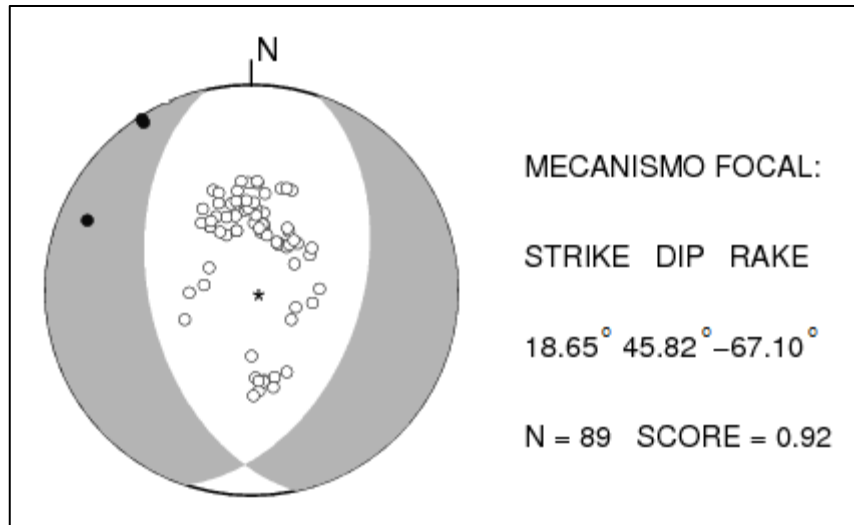


Fig C.10. Solución del mecanismo focal del sismo de Coracora del 24 de agosto del 2014, siendo un mecanismo focal asociado a una falla normal.

Calcular la distancia epicentral Δ y acimut α del epicentro a cada estación, y transformar la distancia epicentral Δ al ángulo i_h de salida del rayo en el foco (ángulo de incidencia).

- b) Situar las compresiones y dilataciones para cada punto (α , i) sobre la proyección estereográfica de la esfera focal. Generalmente se proyecta el hemisferio inferior.
- c) Separar las compresiones y dilataciones por dos planos ortogonales, y determinar los ángulos ϕ , δ , λ de cada plano y los ϕ y Θ de los ejes XYZ y PTZ.

Un ejemplo de la solución de un mecanismo focal que corresponde a una falla de desgarre está representado en la Figura C.10. La correspondencia entre las soluciones de mecanismo representadas por la proyección del hemisferio inferior de la esfera focal y los cuatro tipos principales de fallas viene dado en la Figura C.11.

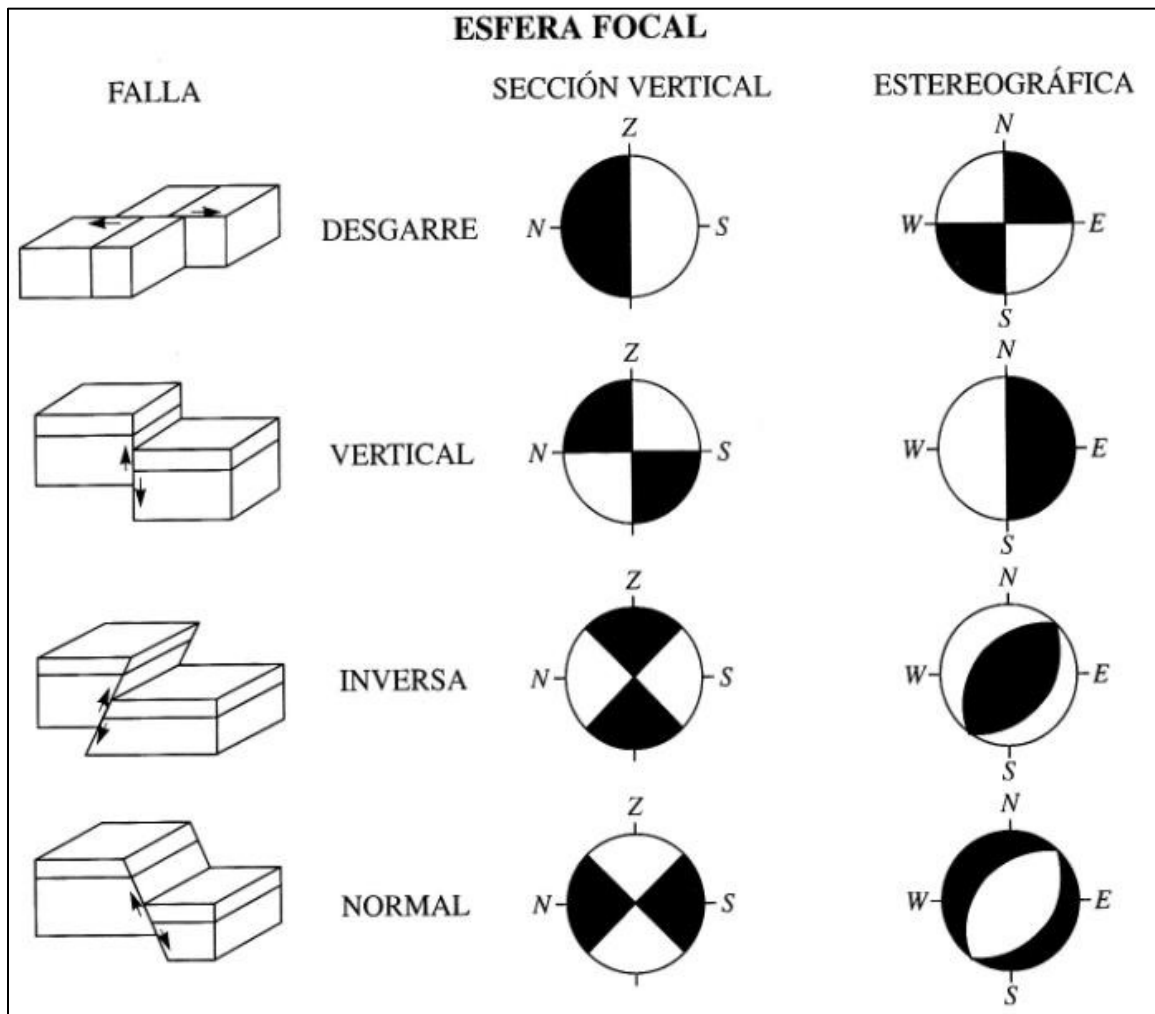


Fig C.11. Correspondencia entre el movimiento de los cuatro tipos de fallas y su representación en la esfera focal (sección vertical y proyección estereográfica del hemisferio inferior) (Udías y Mezcu, 1997).

C.3 Cálculo de la trayectoria y tiempo de llegada

Las trayectorias y tiempos de llegada de las ondas internas P y S desde su foco, o punto de emisión, al punto de observación pueden estudiarse de una manera sencilla desde el punto de vista de la dirección del rayo, o normal al frente de onda. La ecuación fundamental que regula la trayectoria de un rayo sísmico se deduce aplicando el principio de Fermat de la condición de tiempo mínimo al camino recorrido, y resulta en la ley de Snell, que se puede expresar ahora en la forma:

$$\frac{\sin i_h}{v} = p \quad (C.17)$$

Donde i_h es el ángulo que forma el rayo con la vertical en un punto (ángulo de incidencia); v , la velocidad de la onda en dicho punto, y p , el parámetro del rayo, constante a lo largo de cada rayo. Si v es constante, i_h será constante; si v cambia, i_h debe cambiar también, curvándose el rayo, bien hacia arriba o hacia abajo. En el caso en que v varíe sólo con la vertical, las ondas aumentarán o disminuirán de velocidad en esa dirección.

El caso más comúnmente considerado en Sismología es el cambio de velocidad con la profundidad y generalmente, en el caso de la Tierra, ésta aumenta con la profundidad. El rayo entonces es de trayectoria curva. Si el foco y el punto de observación están en la superficie, la trayectoria será un arco cóncavo hacia la superficie (Figura C.12). Para distancias cortas se puede considerar la Tierra plana, siendo x la distancia del foco F al punto de observación S . Si se conoce la distribución de velocidades $v(z)$ para cada punto y conocida x (distancia horizontal que aparentemente recorre la onda), podemos calcular la distancia recorrida a lo largo del rayo S , la profundidad máxima h que alcanza y el tiempo t que tarda en llegar la onda.

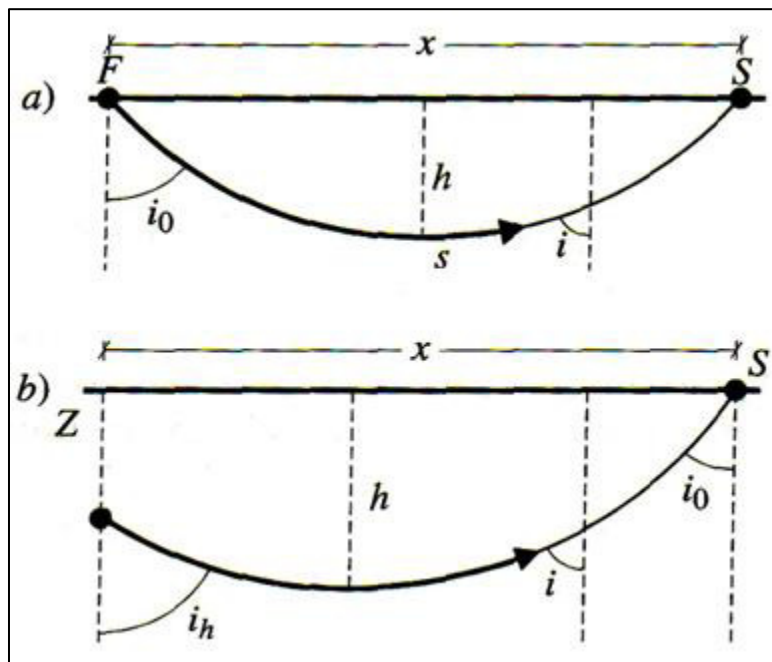


Fig C.12. Trayectoria de rayos en un medio con velocidad que aumenta con la profundidad: a) con foco en la superficie, y b) a profundidad Z . h es la profundidad máxima del rayo y x la distancia horizontal que aparentemente recorre la onda (Udías y Mezcua, 1997).

Si el foco no está en la superficie, x es la distancia del epicentro E , o proyección del foco sobre la superficie, a la estación S que se llama distancia epicentral. En cualquier caso, si se calcula t para cada x , se obtiene la curva $t(x)$ que se denomina curva dromocrona que es de gran importancia en sismología (Udías y Mezcua, 1997).

C.3.1 Variación continua de la velocidad con la profundidad

En el interior de la Tierra, en especial en el manto, la velocidad varía de forma continua con la profundidad. Esta variación toma la forma de un aumento gradual de la velocidad con la profundidad. Para un medio limitado por una superficie plana y con el foco en la superficie, la distancia a lo largo del rayo en este caso, viene dada por:

$$S = \int_0^z \frac{dz}{\cos i} \quad (\text{C.18})$$

Si se llama h a la profundidad máxima a la que llega un rayo, es decir, para $i = 90^\circ$, los tiempos y distancias de un rayo que parte y llega a la superficie se pueden expresar, según la Figura 2.11, en la forma:

$$x = 2 \int_0^h \operatorname{tg} i \, dz \quad (\text{C.19})$$

$$t = 2 \int_0^h \frac{dz}{v \cos i} \quad (\text{C.20})$$

Utilizando la ley de Snell en la que $\sin i = pv$, estas expresiones se pueden escribir en función de p y η , donde éste último parámetro es el inverso de la velocidad $\eta = 1/v$ (Udías y Mezcua, 1997).

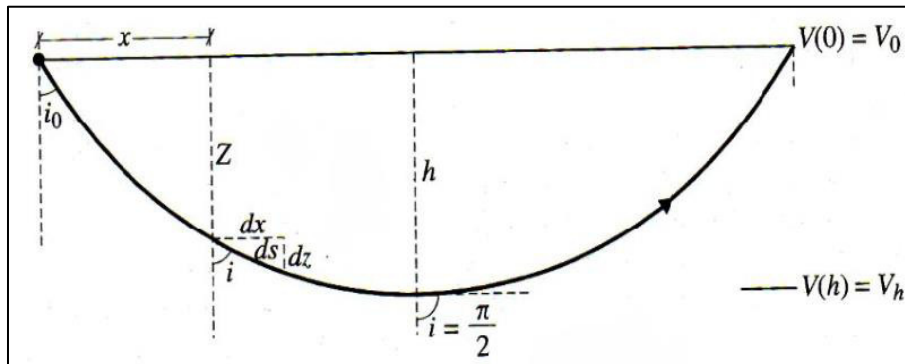


Fig C.13. Trayectoria de un rayo en un medio cuya velocidad aumenta de forma continua con la profundidad (Udías y Mezcua, 1997).

Consideremos dos rayos contiguos de parámetro p , $p + dp$, que llegan a distancia x y $x - dx$, si el recorrido del frente de onda a lo largo del rayo de parámetro p , en un incremento de tiempo dt , es $ds = v dt$, de acuerdo con la Figura C.14 se puede escribir:

$$\sin i_h = \frac{ds}{dx} = v \frac{dt}{dx} \quad (\text{C.21})$$

Y por tanto:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{\sin i_h}{v} = p \quad (C.22)$$

Esta expresión es muy importante, ya que relaciona el parámetro del rayo p con la pendiente de la curva dromocrona en la distancia a la que llega el rayo. En el punto de la trayectoria del rayo en el que $i_h=90^\circ$ se obtiene:

$$\frac{dt}{dx} = p = \frac{1}{v_h} \quad (C.23)$$

Donde v_h es la velocidad en el punto más profundo del rayo. Según esta relación, la pendiente de la dromocrona para una distancia dada es la inversa de la velocidad máxima que alcanza el rayo, es decir, la correspondiente al punto de mayor profundidad. Si la velocidad aumenta con la profundidad, el valor de p disminuye para rayos que lleguen a mayor distancia, y la curva dromocrona será de forma convexa y de pendiente cada vez menor (Figura C.14). A una distancia x , la onda tarda en llegar un tiempo t y la pendiente de la dromocrona en dicho punto nos da el valor del parámetro del rayo p , que es igual a la inversa de la velocidad (v_h) en su punto más profundo, coincidente con la velocidad del medio en ese punto.

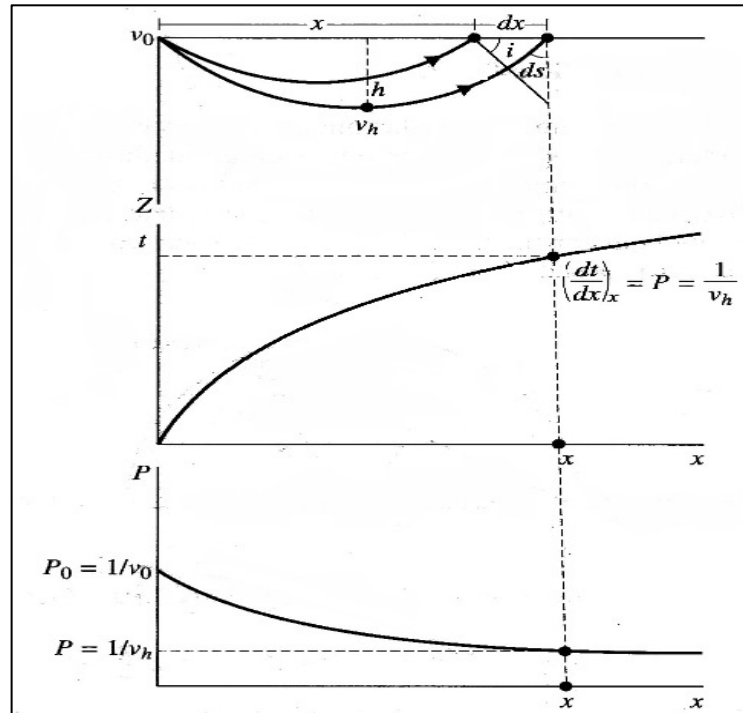


Fig C.14. Trayectoria de rayos en un medio de velocidad que aumenta con la profundidad, dromocrona (t,x) y curva (p,x) correspondientes (Udías y Mezcua, 1997).

La relación entre la forma de la dromocrona, el parámetro del rayo y distribución de la velocidad permite utilizar estas curvas para determinar la dependencia de la velocidad con la profundidad. Una distribución utilizada muy comúnmente por su sencillez, para

representar la situación en la corteza o el manto de la Tierra, es la de aumento lineal con la profundidad, $v = v_0 + kz$ (Udías y Mezcua, 1997). Para esta distribución, la trayectoria de los rayos es circular con radio igual a $h + v_0/k$ y la expresión para los tiempos en función de la distancia es:

$$t = \frac{2}{k} \text{Sh}^{-1} \frac{kx}{2v_0} \quad (\text{C.24})$$

Esta distribución de gradiente constante es muy útil para aproximar otras situaciones más complicadas, por combinación de capas de distinto gradiente. En el caso de existir una capa en la que la velocidad disminuye con la profundidad, en ella la curvatura del rayo es hacia abajo. Naturalmente en esta zona ningún rayo puede girar hacia la superficie (Udías y Mezcua, 1997).

C.4 Cálculo del azimut de la estación y el ángulo de incidencia

C.4.1 Cálculo del azimut de la estación

El azimut y la distancia epicentral (Δ) pueden ser determinados usando trigonometría esférica. Considere el triángulo esférico que se muestra en la Figura C.13. D_1 , D_2 y el azimut son los tres ángulos internos del triángulo esférico. L_1 , L_2 y Δ son los lados del triángulo en grados. Si nosotros conocemos la latitud, longitud del epicentro y la estación, L_1 , L_2 y D_2 son parámetros conocidos (Yuji Yagi, 2010). Por lo tanto, nosotros podemos determinar Δ y el azimut usando la siguiente ecuación:

$$\Delta = \cos^{-1}(\cos L_1 \cos L_2) + \sin L_1 \sin L_2 \cos D_2 \quad (\text{C.25})$$

$$\text{Azimut} = \cos^{-1} \left(\frac{\cos L_2 - \cos \Delta \cos L_1}{\sin \Delta \sin L_2} \right) \quad (\text{C.26})$$

En la Figura C.15 se muestran los parámetros: L_1 , L_2 , D_1 , D_2 , Δ y azimut.

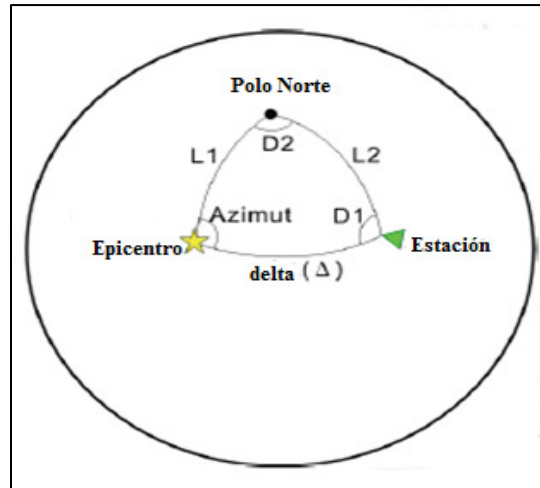


Fig C.15. Ilustración de los parámetros $L1$, $L2$, $D1$, $D2$, delta (Δ) y azimut (Yagi, 2010).

C.4.2 Cálculo del ángulo de incidencia

Los ángulos de incidencia pueden ser estimados, utilizando la curva de Ritsema (Figura C.16). En el caso de las ondas P con impulso negativo, los datos de polaridad pueden ser trazados sobre la superficie de la esfera focal. En el caso de las ondas P con impulso positivo, el ángulo de incidencia i y el azimut Φ son reemplazados por $180-i$ y $180+\Phi$, respectivamente (Figura C.17) (Yuji Yagi, 2010).

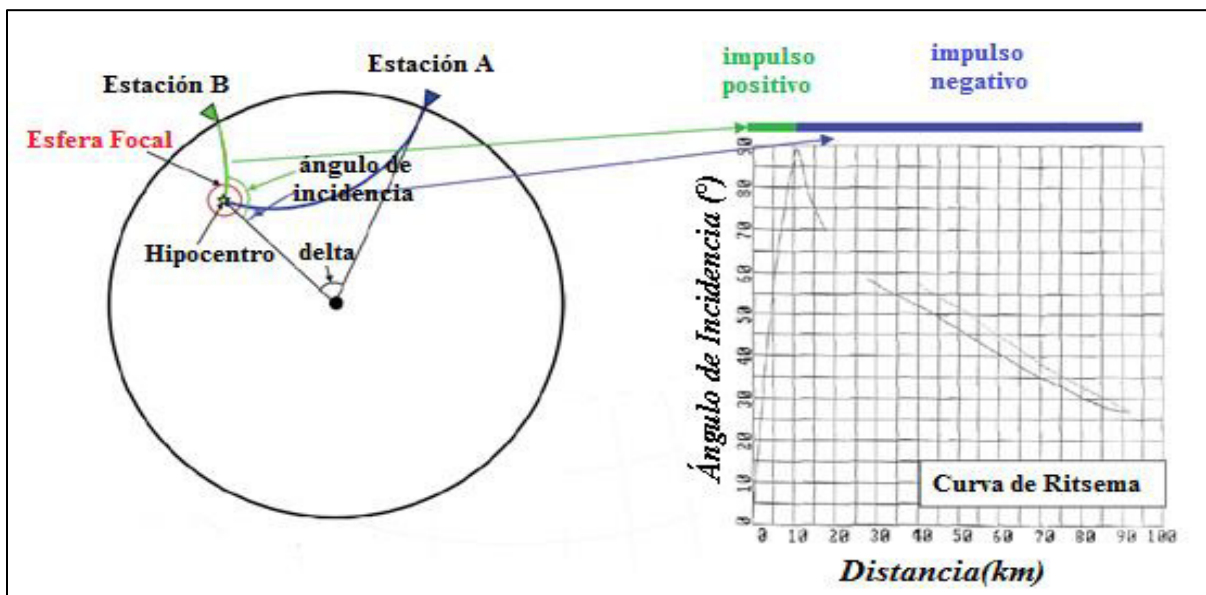


Fig C.16. Ilustración del ángulo de incidencia y la Curva de Ritsema (Yagi, 2010).

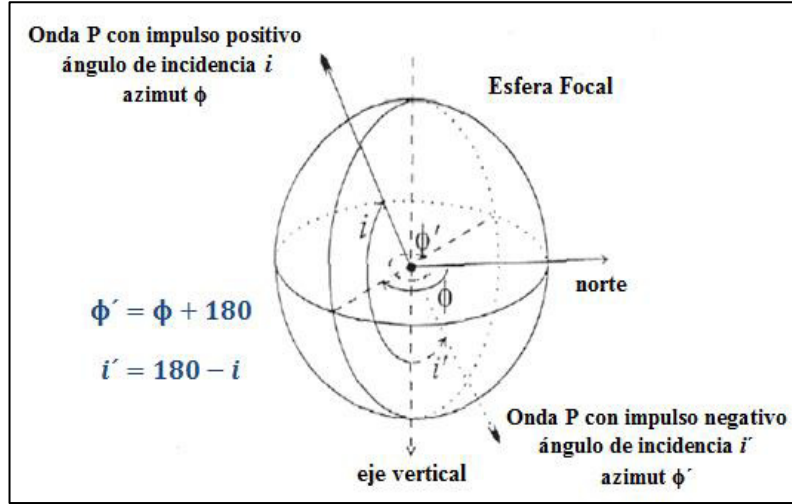


Fig C.17. Ilustración del ángulo de incidencia i y azimut Φ para Ondas P con impulso positivo y negativo (Yagi, 2010).

Una vez calculado el ángulo de incidencia y el azimut de la estación, al realizar el diagrama del mecanismo focal, se utiliza la regla de proyección estereográfica, la cual está dada por una condición de igual área. Entonces, se tiene:

$$ds = \sin i(di)(d\Phi) = Ardrd\Phi \quad (C.27)$$

Integrando, da:

$$1 - \cos i = \frac{1}{2} Ar^2 + B \quad (C.28)$$

Luego, la condición de frontera:

$$r = 0 \text{ para } i = 0, r = d \text{ para } i = \frac{\pi}{2}$$

Por lo tanto, se obtiene:

$$r = d\sqrt{1 - \cos i} = \sqrt{2}d\sin \frac{i}{2} \quad (C.29)$$

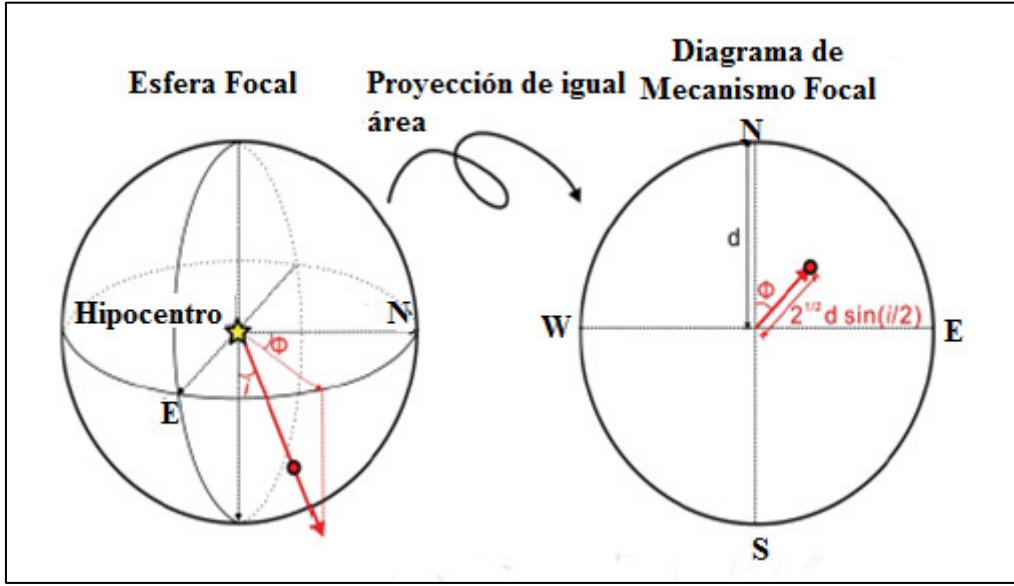


Fig C.18. Ilustración de la proyección de igual área (proyección estereográfica), para realizar el diagrama de mecanismo focal (Yagi, 2010).

C.5 Descripción matemática del modelo de doble par de fuerzas

C.5.1 Plano de ruptura y vector de dislocación

En esta sección se describirá el plano de ruptura y el vector de dislocación, el cual se muestra en la Figura C.19 en término de los ángulos de azimut, de buzamiento y de dislocación (strike, dip, rake) (Suetsugu, 1995). Como se observa en la Figura C.19 en el sistema de coordenadas $(x, y, z) = (\text{Norte}, \text{Este}, \text{Vertical})$, la normal al plano de ruptura \vec{n} está dado por:

$$\vec{n} = -\hat{N}\sin\delta\sin\phi_s + \hat{E}\sin\delta\cos\phi_s - \hat{D}\cos\delta \quad (\text{C.30})$$

El azimut (strike) del plano de ruptura en la Figura C.19 es:

$$\vec{c} = \hat{N}\cos\phi_s + \hat{E}\sin\phi_s \quad (\text{C.31})$$

El vector \vec{e} en el cual el plano vertical intersecta el plano de ruptura se encuentra a lo largo de:

$$\vec{e} = \vec{n} \times \vec{c} = \hat{N}\cos\delta\sin\phi_s - \hat{E}\cos\delta\cos\phi_s - \hat{D}\sin\delta \quad (\text{C.32})$$

Los vectores \vec{c} y \vec{e} proporcionan una base ortogonal sobre el plano de ruptura, por lo que el vector unitario de dislocamiento:

$$\hat{d} = \vec{c} \cos\lambda + \vec{e} \sin\lambda \quad (\text{C.33})$$

En términos del ángulo de dislocación λ . Por lo tanto, en la base original el vector de dislocamiento está representado por:

$$\hat{d} = \hat{N}(\cos\lambda\cos\phi_s + \sin\lambda\cos\delta\sin\phi_s) + \hat{E}(\cos\lambda\sin\phi_s - \sin\lambda\cos\delta\cos\phi_s) - \hat{D}\sin\lambda\sin\delta \quad (C.34)$$

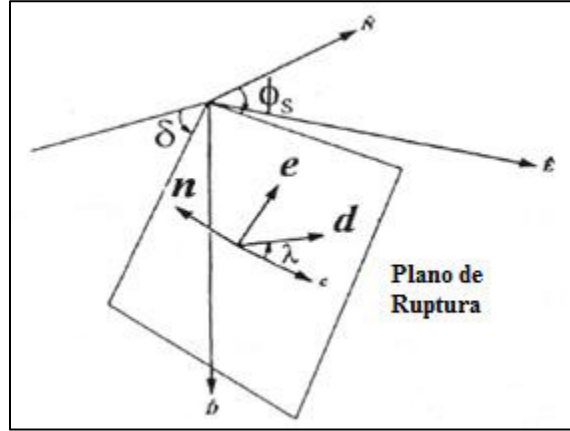


Fig C.19. Ilustración de la orientación del plano de ruptura, la normal al plano y el vector de dislocamiento (Suetsugu, 1995).

C.5.2 Ortogonalidad entre el plano de ruptura y el plano auxiliar

La relación entre el plano de ruptura y el plano auxiliar, se puede derivar usando la siguiente ortogonalidad. Sea \vec{n}_1, \vec{d}_1 y \vec{n}_2, \vec{d}_2 la normal y el vector de dislocamiento sobre el plano de ruptura y el plano auxiliar (Suetsugu, 1995).

- (1) Los dos planos son mutuamente perpendiculares:

$$\vec{n}_1 \cdot \vec{n}_2 = 0 \quad (C.35)$$

- (2) El vector de dislocamiento en el plano de ruptura es normal al plano auxiliar:

$$\vec{d}_1 = \vec{n}_2 \quad (C.36)$$

- (3) El vector de dislocamiento en el plano auxiliar es normal al plano de ruptura:

$$\vec{d}_2 = \vec{n}_1 \quad (C.37)$$

Usando las siguientes ecuaciones:

$$\vec{n} = -\hat{N}\sin\delta\sin\phi_s + \hat{E}\sin\delta\cos\phi_s - D\cos\delta \quad (C.38)$$

$$\vec{d} = \hat{N}(\cos\lambda\cos\phi_s + \sin\lambda\cos\delta\sin\phi_s) + \hat{E}(\cos\lambda\sin\phi_s - \sin\lambda\cos\delta\cos\phi_s) - \hat{D}\sin\lambda\sin\delta \quad (C.39)$$

Para la condición (1), se tiene:

$$\vec{n}_1 \cdot \vec{n}_2 = \text{sen}\delta_1 \text{sen}\phi_{s1} \text{sen}\delta_2 \text{sen}\phi_{s2} + \text{sen}\delta_1 \cos\phi_{s1} \text{sen}\delta_2 \cos\phi_{s2} + \cos\delta_2 \cos\delta_1 = 0 \quad (\text{C.40})$$

$$\rightarrow \tan\delta_1 \tan\delta_2 \cos(\phi_{s1} - \phi_{s2}) = -1 \quad (\text{C.41})$$

De la condición (2), escribiendo $d_1 = n_2$, por componente, se obtiene:

$$\begin{pmatrix} \cos\lambda_1 \cos\phi_{s1} + \text{sen}\lambda_1 \cos\delta_1 \text{sen}\phi_{s1} \\ \cos\lambda_1 \text{sen}\phi_{s1} + \text{sen}\lambda_1 \cos\delta_1 \cos\phi_{s1} \\ -\text{sen}\lambda_1 \text{sen}\delta_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\text{sen}\delta_2 \text{sen}\phi_{s2} \\ \text{sen}\delta_2 \cos\phi_{s2} \\ -\cos\delta_2 \end{pmatrix} \quad (\text{C.42})$$

Estas ecuaciones relacionan el strike, dip y rake de un plano con otro. Para usarlos, teniendo en cuenta las ecuaciones anteriores, se obtiene:

$$\cos\lambda_1 = -\text{sen}\delta_2 \text{sen}(\phi_{s1} - \phi_{s2}) \quad (\text{C.43})$$

$$\cos\lambda_2 = -\text{sen}\delta_1 \text{sen}(\phi_{s2} - \phi_{s1}) \quad (\text{C.44})$$

Además se obtiene las siguientes ecuaciones:

$$-\cos\delta_2 = -\text{sen}\lambda_1 \text{sen}\delta_1 \quad (\text{C.45})$$

$$-\cos\delta_1 = -\text{sen}\lambda_2 \text{sen}\delta_2 \quad (\text{C.46})$$

Estas ecuaciones permiten una segunda solución $\phi_{s2}, \delta_2, \lambda_2$, que se encuentran a partir de una solución $\phi_{s1}, \delta_1, \lambda_1$. Una forma de hacerlo es la siguiente:

- Se obtiene δ_2 de la ecuación:

$$-\cos\delta_2 = -\text{sen}\lambda_1 \text{sen}\delta_1 \quad (\text{C.47})$$

Teniendo en cuenta que: $0^\circ \leq \delta_2 \leq 180^\circ$

- Se obtiene $\text{sen}\lambda_2$ de:

$$-\cos\delta_1 = -\text{sen}\lambda_2 \text{sen}\delta_2 \quad (\text{C.48})$$

y $\cos\lambda_2$ combinando las ecuaciones:

$$\cos\lambda_1 = -\text{sen}\delta_2 \text{sen}(\phi_{s1} - \phi_{s2}) \quad (\text{C.49})$$

$$\cos\lambda_2 = -\text{sen}\delta_1 \text{sen}(\phi_{s2} - \phi_{s1}) \quad (\text{C.50})$$

Tomando en cuenta $\text{sen}\lambda_2$ y $\cos\lambda_2$, λ_2 puede ser colocado en el cuadrante correcto

- ϕ_{s2} puede ser encontrado a partir de las ecuaciones:

$$\tan\delta_1 \tan\delta_2 \cos(\phi_{s1} - \phi_{s2}) = -1 \quad (\text{C.51})$$

$$\cos\lambda_1 = -\sin\delta_2 \sin(\phi_{s1} - \phi_{s2}) \quad (\text{C.52})$$

➤ Si $90^\circ < \delta_2 < 180^\circ$, cambiar $(\phi_{s2}, \delta_2, \lambda_2)$ a $(180^\circ + \phi_{s2}, 180^\circ - \delta_2, 360^\circ - \lambda_2)$

C.5.3 Ejes de tensión

Los principales ejes de tensiones máximas de compresión P, se encuentra bisecando los cuadrantes de dilatación, y el principal eje de tensión de mínima compresión T, se encuentra bisecando los cuadrantes de compresión.

A veces es útil tener en cuenta el eje intermedio de tensión, o eje nulo, conocido como el eje B. La dirección de este eje es perpendicular al eje T y al eje P. Esta dirección está dada por la intersección de los dos planos nodales (Suetsugu, 1995).

T es llamado a menudo eje de tensión, pero en realidad, ya que la compresión se produce en la profundidad de la Tierra, ello no es tensión, pero si la tensión mínima a la compresión.

Usando \vec{n} y \vec{d} , los vectores \vec{p} , \vec{t} , y \vec{b} a lo largo de los ejes P, T y B son representados por:

$$\vec{p} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\vec{n} - \vec{d}) \quad (\text{C.53})$$

$$\vec{t} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\vec{n} + \vec{d}) \quad (\text{C.54})$$

$$\vec{b} = \vec{n} \times \vec{d} \quad (\text{C.55})$$

Los vectores \vec{p} , \vec{t} , y \vec{b} son mutuamente ortogonales, y ello se observa a continuación:

$$\vec{p} \cdot \vec{t} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\vec{n} - \vec{d}) \cdot \frac{1}{\sqrt{2}}(\vec{n} + \vec{d}) = \frac{1}{2}(\vec{n} \cdot \vec{n} + \vec{n} \cdot \vec{d} - \vec{d} \cdot \vec{n} - \vec{d} \cdot \vec{d}) = 0 \quad (\text{C.56})$$

$$\rightarrow (\vec{n} \cdot \vec{n} = \vec{d} \cdot \vec{d} = 1, \vec{n} \cdot \vec{d} = \vec{d} \cdot \vec{n}) \quad (\text{C.57})$$

$$\vec{p} \cdot \vec{b} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\vec{n} - \vec{d}) \cdot (\vec{n} \times \vec{d}) = \frac{1}{\sqrt{2}}\{\vec{n} \cdot (\vec{n} \times \vec{d}) - \vec{d} \cdot (\vec{n} \times \vec{d})\} = 0 \quad (\text{C.58})$$

$$\rightarrow \vec{n} \cdot (\vec{n} \times \vec{d}) = \vec{d} \cdot (\vec{n} \times \vec{d}) = 0 \quad (\text{C.59})$$

$$\vec{t} \cdot \vec{b} = \frac{1}{\sqrt{2}}(\vec{n} + \vec{d}) \cdot (\vec{n} \times \vec{d}) = \frac{1}{\sqrt{2}}\{\vec{n} \cdot (\vec{n} \times \vec{d}) + \vec{d} \cdot (\vec{n} \times \vec{d})\} = 0 \quad (\text{C.60})$$

ANEXO D

Algoritmo del modelo numérico MECSTA

Desde 1960 con el desarrollo de las computadoras digitales han sido propuestos diversos métodos para la determinación numérica de las soluciones del plano de ruptura. El primer algoritmo fue propuesto por Knopoff (1961), quien usó una proyección central en el que los planos nodales se proyectan como líneas rectas. Se usa una función, la cual se maximiza y ha sido dada por:

$$\psi = \sum_{i=1}^N \log \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf} \left(\frac{U_{ri}}{\alpha} \right) \operatorname{sgn} U_{ri} R_i \right] \quad (\text{D.1})$$

Donde U_{ri} es la amplitud esperada para la estación i de la orientación de la fuente r , R_i es la polaridad de la onda P para la estación i , α es un nivel de ruido constante y erf es la función error. La maximización de ψ hecha por un procedimiento iterativo, se obtuvo comenzando con un poco de orientación inicial de la fuente y se realizó el procedimiento hasta la convergencia. El problema fue reformulado por Kasahara (1963), usando coordenadas esféricas en la esfera focal. Las ideas básicas de Knopoff y Kasahara fueron aplicados en un programa de computadora, desarrollado por Wickens y Hodgson (1967), en el cual ellos maximizaron el score de la solución (que está relacionado con el número de observaciones consistentes), definidas como:

$$S = \left| \frac{\sum_{i=1}^N w_i \operatorname{sgn} u_i^P \operatorname{sgn} p_i \pm D}{\sum_{i=1}^N w_i} \right| \quad (\text{D.2})$$

Donde N es el número de observaciones, $\operatorname{sgn} u_i^P$ da los signos de las amplitudes teóricas y $\operatorname{sgn} p_i$ los de las observaciones, D es un parámetro basado en los cambios de signo entre ensayos sucesivos y w_i es una función de ponderación, que depende de las amplitudes esperadas, y está definida por:

$$w_i = |2u_i^P(1 - |u_i^P|) + 0.3 \operatorname{sgn} u_i^P| \quad (\text{D.3})$$

El proceso de maximización se realizó por una rotación sintética de dos planos nodales ortogonales, a través de todos los valores posibles en una búsqueda de la orientación que maximiza el score. El programa podría también ponderar las estaciones sobre la base de su desempeño. Este programa fue usado extensamente en el Observatorio de Dominio en Canadá, en una reevaluación de las soluciones del plano de ruptura para el periodo 1928-1962 (Udías *et al.*, 2014).

Hay diversos programas de computadora que llevan a cabo la solución del plano de ruptura. Un programa de computadora extensamente utilizado en la actualidad fue propuesto por Reasenberg y Oppenheimer (1985). El programa está basado en un algoritmo, el cual usa la minimización de la función, dada por:

$$F^i = \frac{\sum_{k=1}^N |p_0^k - p_t^{i,k}| w_0^k w_t^{i,k}}{\sum_{k=1}^N |w_0^k - w_t^{i,k}|} \quad (D.4)$$

Donde N es el número de observaciones, p_0^k la polaridad observada para la estación k (0.5 para compresiones y -0.5 para dilataciones), $p_t^{i,k}$ es la polaridad teórica para la estación k correspondiente al modelo fuente i (0.5 para compresiones y -0.5 para dilataciones), w_0^k es la ponderación observada de los datos y $w_t^{i,k} = [A(i,k)]^{\frac{1}{2}}$, es la raíz cuadrada de las amplitudes teóricas de la onda P normalizadas, para la estación k , correspondiente al modelo i . El programa compara la polaridad observada p_0^k para la estación k con el calculado para una orientación i dada de la fuente $p_t^{i,k}$. La orientación de la fuente está dada por tres ángulos: ϕ, δ, λ de un plano nodal. Las búsquedas del programa para un mínimo en F^i sistemáticamente por el cambio de los ángulos ϕ, δ, λ , se da primero en incrementos de 20° y luego, alrededor del mínimo de este modo se encuentra, por incrementos de 5° en un intervalo de 45° para ϕ y δ y de 10° en un intervalo de 30° para λ . Un ajuste perfecto corresponde a $F^i = 0$ y un ajuste inadecuado para $F^i = 1$. El programa determina la varianza de F^i y el 90% de validez, a partir de lo cual se estima las incertidumbres en los parámetros de la solución (Udías *et al.*, 2014).

Una formulación probabilística del problema fue primero propuesto por Keilies-Borok *et al.* (1972) usando un método de máxima probabilidad. Siguiendo este enfoque, un método y programa de computadora fueron desarrollados por Brillinger *et al.*, (1980); y Udías y Buforn (1988) que usa la maximización de una función de probabilidad para encontrar la orientación del mecanismo y la varianza para soluciones individuales y grupales para varios terremotos (Udías *et al.*, 2014).

La probabilidad de observar una compresión para la estación i es expresada como una función de la amplitud teórica normalizada $A_i(\phi_T, \theta_T, \phi_P)$ esperada para la orientación de los ejes T y P de la fuente, dados por:

$$\pi_i = \gamma + (1 + 2\gamma)\zeta[A_i(\phi_T, \theta_T, \phi_P)] \quad (D.5)$$

Donde γ es una constante ($0 \leq \gamma \leq \frac{1}{2}$) que da cuenta de errores de lectura y ζ es la función de distribución normal acumulativa. Las estimaciones de máxima probabilidad de la orientación de la fuente, son obtenidas por maximización de la función:

$$L = \sum_{i=1}^N \log \frac{1}{2} |1 - (2\pi_i - 1)\gamma_i| \quad (D.6)$$

Donde Y_i son las polaridades observadas de la onda P y N es el número de observaciones. Porque L es una función diferenciable de los parámetros de la orientación de la fuente ϕ_T, θ_T, ϕ_P , muchas rutinas eficientes están disponibles para la maximización. El programa de computadora usa un proceso iterativo para una solución inicial dada. Los errores estándar de las estimaciones de la solución están determinados y los métodos para probar las hipótesis relativas a los valores de los parámetros son aplicados. El programa puede ser

utilizado para la determinación de soluciones grupales para un número de terremotos ($k=1,2,\dots,M$) en la misma región, si esperamos que tengan los planos de ruptura similares mediante la introducción de un parámetro ρ_k que adquiere valores más grandes si los eventos tienen soluciones similares. El programa de computadora para soluciones individuales calcula los parámetros de la orientación de la fuente con errores estándar y el score de las soluciones y los representa gráficamente (Udías *et al.*, 2014).

REFERENCIAS

1. Abe, K. (1972). Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 367-379.
2. Bernal, I., Tavera, H. (1999). Características de la Sismicidad en la Región Sur del Perú. Instituto Geofísico del Perú. Centro Nacional de Datos Geofísicos. Sismología.
3. Bernal, I., Tavera, H., Antayhua, Y. (2001). Evaluación de la Sismicidad y Distribución de la Energía Sísmica en el Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v. 92, p. 67-78.
4. Bernal, I., Tavera, H. (2002). Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú. Centro Nacional de Datos Geofísicos. Instituto Geofísico del Perú.
5. Brillinger, D. R., A. Udías and B. A. Bolt (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 149–170.
6. Buforn, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, N° 6, pp 113-139.
7. Chandra, U. (1967). The Peru-Bolivian border earthquake of August 15, 1963. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 639-646.
8. Chinn, D. e Isacks, B. (1983). Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in Western South America and the New Hebrides Island Arc. *Tectonics*, 2, 529-563.
9. Chlieh, M., H. Perfettini, H. Tavera, J-P. Avoac, D. Remy, J-M. Nocquet, F. Rolandone, F. Bondoux, G. Gabalda, S. Bonvalot (2011) Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *J. G. R.* vol. 116, 2011.
10. De Mets, C., Gordon, R., Aarhus, A., y Stein, S. (1980). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
11. Deschamps, A.; Lyon-Caen, H. y Madariaga, R (1980). Mise au point sur les méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques de longue période. *Ann. Géophys.* 36, 167-178.
12. Dewey, J. y Spence, W. (1979). Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru *Pageoph.*, 117, 1.148-1.171.
13. Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 551-576.
14. Isacks, B. Y Molnar, P. (1971). Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solution of many earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 103-174.
15. Jiménez, C. (2007). Procesamiento Digital de Señales Sísmicas con Matlab. *Revista de Investigación de Física*, vol 10, N°2, pp 45-50.

16. Jiménez, C. **(2014)**. Manual modificado del modelo MECSTA. Laboratorio FENLAB, UNMSM.
17. Kasahara, K. **(1963)**. Computer program for a fault plane solution. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 1–13.
18. Knopoff, L. **(1961)**. Analytical calculation of the fault-plane problem. *Publ. Dominion Observatory*, 24, 309–315.
19. Norabuena, E., Dixon, T., Stein S. y Harrison, C. **(1999)**. Decelerating Nazca South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405-3408.
20. Olarte, J., López, D. **(2001)**. Sismicidad y Peligrosidad Sísmica en la Región Sur-Occidental del Perú. Programa Científico PC-CISMID, 1999-2000.
21. Pennington, W. **(1981)**. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonic of the northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, 10.753-10.770.
22. Petersen, E. **(1976)**. Características de la zona de Benioff en el Perú y el Ecuador. *Boletín Sociedad Geológica del Perú.*, 52, 49-72.
23. Reasenber, P. and D. Oppenheimer **(1985)**. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. US Geological Survey, Open File Report, pp. 85–739.
24. Silgado, E. **(1978)**. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). INGEOMIN, Lima, Perú, pág 132.
25. Snoke, J., Sacks, S. y Okada, H. **(1979)**. Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1.051-1.060.
26. Suárez, G., Molnar, P. y Burchfiel, C. **(1983)**. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, 88, 10.403-10.428.
27. Suetsugu, D. **(1995)**. Source Mechanism Practice Manual. Building Research Institute, Japan, pp 105.
28. Tavera, H. y Buforn, E. **(1998)**. Sismicidad y Sismotectónica de Perú. Física de la Tierra N° 10, pp 187-219. Universidad Complutense de Madrid.
29. Tavera, H. y Buforn, E. **(2001)**. Source mechanism of earthquakes in Perú. *Journal of Seismology*, 5, 519-540.
30. Tavera, H. **(2002)**. Zonas de Subducción. *Geonoticias*: Jul 2002, pp 31-32. Sociedad Geológica del Perú.
31. Tavera, H., Bernal, I. **(2005)**. Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. Volumen Especial N° 6 Alberto Giesecke Matto, Soc. Geolog. Peru, pág. 89-102.

32. Tavera, H., Fernandez, E., Guardia, P., Villegas, J., Chlích, M., Yauri, S, Arredondo, L., Flores, C., Martinez J. **(2013)**. Sismo de Yauca-Acarí del 25 de Septiembre del 2013 (7.0 Mw)-Arequipa. Aspectos Sismológicos . Informe Técnico IGP N° 03-2013.
33. Tavera, H., Flores, E., Millones, J., Guardia, P. **(2014)**. Sismo de Coracora del 24 de Agosto de 2014 (6.6 ML) Ayacucho. Informe Técnico N° 02-2014.
34. Udías, A. and E. Bufoin **(1988)**. Single and joint fault-plane solutions from first data. In: Seismological Algorithms, ed. D. Doornbos, pp. 443–453. London: Academic Press.
35. Udías, A., Mezcua, J. **(1997)**. Fundamentos de Geofísica. Editorial Alianza. Páginas: 151-152, 157-160, 215-225.
36. Udías, A., Madariaga, R., Bufoin, E. **(2014)**. Source Mechanism of Earthquakes: Theory and Practice. Páginas: 114-116. Universidad Complutense de Madrid.
37. Wickens, A. J. and J. H. Hogdson **(1967)**. Computer reevaluation of earthquake mechanism solutions. Publ. Dominion Observatory, 33, 1–560.
38. Yagi, Y. **(2010)**. Source Mechanism Workshop. Curso Taller CISMID 2012. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima Perú.